

N° D'ORDRE

103

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE LYON

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS-SCIENCES NATURELLES

PAR

Edmond BRUET

1^{re} THÈSE. — RECHERCHES SUR L'ÉVOLUTION CONTINENTALE
DE QUELQUES SÉDIMENTS.

2^e THÈSE. — PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ.

Soutenues, le mai 1932, devant la Commission d'examen

MM. ROMAN		Président
BEAUVÉRIE		} Examinateurs
LONGCHAMON		



GAP

Imprimerie Louis JEAN

1932

N° D'ORDRE

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE LYON

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS-SCIENCES NATURELLES

PAR

Edmond BRUET

1^{re} THÈSE. — RECHERCHES SUR L'ÉVOLUTION CONTINENTALE
DE QUELQUES SÉDIMENTS.

2^e THÈSE. — PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ.

Soutenues, le mai 1932, devant la Commission d'examen

MM. ROMAN	Président
BEAUVIERE	} Examineurs
LONGCHAMBON	



GAP

Imprimerie Louis JEAN

1932

UNIVERSITÉ DE LYON - FACULTÉ DES SCIENCES

Doyen

M. GRIGNARD, O. ✱, ☼ I., ✕ P. N., Membre de l'Institut.

Assesseur

M. VANEY, ✱, ☼ I., ✕.

Professeurs honoraires

MM. VESSIOT, O. ✱, ☼ I.
GÉRARD, O. ✱, ☼ I., ✕ C.
RIGOLLOT, ✱, ☼ I.
OFFRET, ✱, ☼ I., ✕.
COUTURIER, ✱, ☼ I., ✕.

Professeurs titulaires

MM. GRIGNARD, O. ✱., ☼ I., ✕ P. N., Membre de l'Institut, *Chimie générale.*
DULAC, ✱, ☼ I., *Calcul différentiel et intégral.*
MASCART, ✱, ☼ I., ✕, *Astronomie physique.*
SIRE, ☼ I., ✕, *Mécanique rationnelle et appliquée.*
MEUNIER, ✱, ☼ I., ✕, *Chimie industrielle.*
BEAUVIERE, ✱, ☼ I., ✕, *Botanique.*
THOVERT, ✱, ☼ I., ✕, *Physique.*
CARDOT, ☼, *Physiologie générale et comparée.*
VANEY, ✱, ☼ I., ✕, *Zoologie.*
LONGCHAMON, ✱, ☼, *Minéralogie théorique et appliquée.*
LOCQUIN, ✱, ☼ I., *Chimie générale.*
ROMAN, ☼ I., *Géologie.*
DÉJARDIN, ☼, *Physique.*
DOUIN, ☼, *Botanique.*

Professeurs titulaires (sans chaire)

MM. LEMARCHANDS, ☼ I., *Chimie industrielle.*
EYRAUD, ☼, *Mathématiques.*
SOLLAUD, ☼ I., *Zoologie.*

Maîtres de conférences et Chargés de cours complémentaires

MM. AUMÉRAS, *Chimie physique.*
FROMAGEOT, *Chimie biologique.*
BONNET, ☼ I., *Zoologie appliquée et Zootechnie.*
MAYET, ✱, ☼ I., *Anthropologie.*
PELOSSE, ☼ I., *Sériciculture.*
DONCLEUX, ☼ I., P. C. N., *supérieur.*
SEYEWETZ, ✱, ☼ I., *Matières colorantes artificielles.*
Mlle BACHRACH, ☼ I., *Physiologie.*
MM. DARESTE DE LA CHAVANNE, ☼ I., *Géologie.*
DUFAY, *Astrophysique.*
VIRET, *Etude des Roches.*
RANSON, *Géométrie supérieure.*

Secrétaire

Mme NÉTIEU, ☼ I.



A LA MÉMOIRE

DE

CHARLES DEPÉRET

Membre de l'Institut

Professeur de Géologie

Doyen de la Faculté des Sciences de Lyon

Enlevé à la Science

le 27 mai 1929

INTRODUCTION

M. Lucien CAYEUX a écrit [28, 14]: « Les pierres, pas plus que les êtres vivants, ne sont immuables; elles ont même une évolution, si l'on désigne sous ce nom la somme des changements de nature physique et chimique qui les affecte ».

Je me suis proposé d'étudier quelques-uns de ces changements en limitant mes recherches à des phases continentales de l'évolution de certains sédiments.

E. HAUG écrivait [55, 95]: « Il faut distinguer le sédiment originel de la roche sédimentaire modifiée, qui a subi, postérieurement à son dépôt, une série de transformations physiques et chimiques sous l'influence de la pression ou sous l'action des agents atmosphériques. Les principales de ces transformations sont le développement de la schistosité, la cimentation des éléments, la dissolution de certaines parties constituanes, leur oxydation, leur hydratation, etc... Ces phénomènes superficiels dont il sera question dans un chapitre ultérieur sont réunis souvent sous le nom de métasomatose et l'on réserve aujourd'hui le nom de métamorphisme à l'ensemble des modifications que font subir aux roches des agents dynamiques internes ».

Voici donc éliminé de l'évolution superficielle des sédiments ce terme de métamorphisme qui s'y trouvait appliqué il y a peu de temps encore.

De même, je crois qu'il faut user avec modération du terme « altération continentale » ou « altération superficielle », car si l'on reconnaît au mot « altération » la signification de *changer l'état d'une chose* (LITTRÉ), on a tendance à lui donner quelquefois celle de *changer une chose de bien en mal*, alors que l'on rencontre souvent dans les phénomènes superficiels une minéralisation par substitution et une consolidation de la roche.

Il semble ainsi qu'il soit préférable de substituer à ces termes celui d'*évolution continentale des sédiments*.

Dès 1852, A. QUIQUEREZ, géologue suisse, avait distingué

quatre sortes d'altérations des calcaires: l' « altération pâteuse », l' « altération à aspect igné », l' « altération dolomitique » et l' « altération siliceuse » [90].

S'il se méprenait sur l'origine des phénomènes qu'il étudiait, ses observations n'en conservent pas moins un certain intérêt.

Mais ce sont les travaux de E. VAN DEN BROECK qui ont montré l'influence des eaux météoriques sur l'évolution des dépôts superficiels.

Il importe donc beaucoup d'observer — écrivait-il — les phénomènes d'altération, si universels et si importants, afin qu'on ne puisse plus confondre des zones superficielles d'altération, sans aucune signification géologique, avec des formations sédimentaires distinctes [16, 10].

Bien mieux, il prévoyait l'importance que prendrait un jour l'étude des phénomènes d'altération, car il écrivait [16, 11]: « Pendant les périodes continentales anciennes, les mêmes phénomènes d'altération des dépôts superficiels ont dû se produire. Leur énergie devait même être plus grande et leur action plus générale... ».

Dans son « Mémoire sur les phénomènes d'altération.... » il revenait sur cette question [17, 14]: « L'intensité seule du phénomène a pu varier, comme elle varie encore aujourd'hui. Il n'est enfin pas douteux que, l'attention des géologues étant suffisamment attirée par l'étude de cette intéressante question, l'on ne découvre de nombreuses applications, confirmant nos observations personnelles et montrant partout l'action de ces phénomènes, non seulement sur les dépôts superficiels de l'écorce terrestre actuelle, mais encore sur ceux qui constituaient la surface du sol émergé pendant les diverses phases de l'histoire de la terre ».

Plus loin il écrivait encore [17, 171]: « La question de l'origine parfois embarrassante à expliquer, de certains dépôts anciens, oxydés ou ferrugineux, sans calcaire ni fossiles, se trouve vivement éclairée par l'étude des phénomènes de métamorphisme par voie hydro-chimique ou d'infiltration. Ces dépôts aujourd'hui enclavés au sein de la série sédimentaire, étaient autrefois émergés et ils doivent incontestablement représenter tantôt d'anciennes zones superficielles d'altération restées *in situ* ou bien remaniées, tantôt les produits secondaires d'agglutination ou de concrétionnement d'un phénomène d'altération identique à celui qui s'opère encore de nos jours ».

Je passe sur les études désormais classiques de VAN DEN BROECK sur le diluvium pour souligner qu'à l'époque où ce remarquable observateur rédigeait son mémoire, le rôle des eaux météoriques était à peine soupçonné.

M. VAN DEN BROECK (écrira plus tard M. FLEURY) a gardé un contradicteur courageux en M. l'ingénieur des mines DE GROSSOUVRE, à Bourges, qui reste vaillamment un des derniers défenseurs de la vieille école opposant aux actualistes que la « théorie de l'origine éruptive paraît donner l'explication la plus simple de ces dépôts singuliers dont les caractères sont si distincts de ceux de la série sédimentaire ».

Cependant on rencontre dans l'œuvre de M. DE GROSSOUVRE des observations qu'on ne pourrait modifier aujourd'hui. C'est ainsi qu'il écrit [51]: « En résumé, les phénomènes d'altération qui se sont produits au voisinage du terrain sidérolithique consistent en un durcissement des calcaires de la zone altérée et en un développement plus ou moins prononcé de la structure cristalline qui donne naissance à des calcaires saccharoïdes, à des masses grumeleuses avec géodes et veinules cristallines ou à des masses farineuses formées de rhomboédres microscopiques de carbonate de chaux... ». D'autre part, cet auteur donne de bonnes analyses qui ont été reproduites par ses successeurs. Je noterai qu'il a reconnu [52, 68 et 95] dans les gisements qu'il a étudiés dans le centre de la France une altération des terrains ordonnée suivant des fissures; les poches se coordonnent suivant les lignes de fractures.

Dès 1896, M. L. CAYEUX [27, 1560] signale dans le Tithonique supérieur du sud de l'Ardèche une différenciation spéciale d'un calcaire, postérieurement à son dépôt, et il montre qu'il s'agit d'un phénomène d'ordre chimique: la transformation du calcaire en calcite. Plus tard M. CAYEUX compare à ce phénomène la différenciation du minerai hettangien de Change (Saône-et-Loire) [30, II, 42]. Il montre que des éléments « ont été découpés dans la masse calcaire du ciment par une cristallisation partielle de carbonate de chaux ». Ceci éclaire la formation de certaines oolithes. On les voit naître, écrit l'auteur, aux dépens de la gangue et s'individualiser peu à peu avec une forme globuleuse jusqu'à ce qu'elles acquièrent une complète indépendance. Il ajoute: « Il y a donc en présence dans cette roche des pseudo-oolithes d'origine détritique et de fausses oolithes engendrées *in situ* ». L'origine de ces fausses oolithes

est due, suivant M. L. CAYEUX [30, II, 56] à une action contemporaine de la consolidation.

A ces phénomènes M. L. CAYEUX compare également la formation du minerai de Métabief (Doubs) [30, II, 848]. Mais cette fois, l'auteur voit comme origine des fausses oolithes « une différenciation morphologique consécutive à la cristallisation du ciment » [30, II, 910].

En 1898, G. BLEICHER [10, 101] décrivait avec précision un cas de minéralisation d'un calcaire par le fer. Il écrivait : « Les fissures de la carrière du Bâlin ont encore fourni deux sortes d'échantillons de roches sur lesquelles nous croyons devoir attirer l'attention. On trouve presque dans chacune d'elles, mais surtout dans les plus riches en fer, des fragments anguleux assez menus de la roche oolithique bajocienne encaissante, qui ont subi des altérations plus ou moins profondes. Elles se bornent souvent à une simple corrosion ayant agi assez avant dans la roche pour faire saillir à leur surface les coques des oolithes et le test de coquilles, mais dans certains cas, le milieu riche en fer a imprégné les oolithes de dehors en dedans, sans colorer le ciment qui les relie. Grâce à des coupes nombreuses on voit combien le fer a une action d'élection pour ces corps figurés qu'il teint par places au point de les rendre absolument noirs et opaques ».

Dans la planche X, fig. 1 de l'ouvrage précité, l'auteur montre des oolithes plus ou moins profondément pénétrées par le fer figuré en noir, le ciment calcaire cristallin restant hyalin.

Je note de suite que si BLEICHER a vu nettement la prédilection du fer pour les corps figurés, il n'a pas suivi l'évolution du calcaire et qu'il pense simplement que le fer n'a pas d'action d'élection pour le ciment qui les relie.

En 1909, M. Ernest FLEURY [47, 206 et suiv.] reprend les distinctions faites autrefois par QUIQUEREZ dans les faciès d'altération des calcaires. Mais il ne fait que reproduire les analyses données par M. DE GROSSOUVRE pour les calcaires minéralisés. L'étude microscopique des roches a été complètement délaissée par cet auteur. Il donne toutefois des analyses intéressantes des minerais de fer en grains. Les roches mères, écrit-il, se transforment en produits sidérolithiques par enlèvement de certains éléments qui disparaissent plus ou moins complètement et par transformation chimique de ceux qui ont échappé à la dissolution (p. 211).

M. P. NICGLI [80, 322 à 347] dans une forte étude traite

surtout de l'altération des roches éruptives de la Suisse au point de vue chimique. Cependant il donne quelques analyses intéressantes de calcaires. Il s'attache surtout à comparer la roche normale avec ses faciès d'altération.

Les latérites et les bauxites ont fait l'objet de travaux importants depuis une vingtaine d'années. On doit surtout citer : MM. J. CHAUTARD et P. LEMOINE [35], H. ARSANDAUX [2], A. LACROIX [61], [63], H. HARRASSOWITZ [54] pour les latérites, et C. FOX [48], J. DE LAPPARENT [68] pour les bauxites.

Comme le fait remarquer M. Jacques DE LAPPARENT [68, 144], aucune étude n'a été faite de bauxites ou de latérites dont la matière originelle proviendrait de la décalcification actuelle d'un calcaire sous l'influence d'un climat tropical.

Les limons ont été étudiés en France récemment par M. V. AGAFONOFF et Mlle MALYCHEFF [1]. Dans ce travail les auteurs donnent une bibliographie très complète. Mlle V. MALYCHEFF a depuis repris la question [75] et M. G. DUBOIS a fait paraître une vue d'ensemble [46].



Un autre point de vue dans l'étude de l'évolution des roches est celui qui regarde la formation des gîtes métallifères métasomatiques. En Amérique VAN HISE [100] est l'auteur de recherches d'un grand intérêt. Il n'est pas question ici d'analyser ce travail considérable, mais on peut prévoir que le monument imposant dressé par VAN HISE restera longtemps à la base de toute recherche d'ensemble sur la métasomatose. Car c'est ainsi que VAN HISE traite la question et la formation des gîtes métallifères n'est qu'une application.

L'auteur définit comme suit la métasomatose (p. 640) : C'est un procédé par lequel les minéraux originaux sont en partie ou en totalité changés en d'autres minéraux ou remplacés par d'autres minéraux. Ils peuvent ainsi être cristallisés avec ou sans changement d'espèce minérale ou bien avec un ou plusieurs changements ensemble. Dans l'altération d'un minéral en d'autres minéraux ou son remplacement par d'autres minéraux, il peut y avoir addition ou soustraction de certaines parties constituantes. Comme résultat des changements, la nouvelle roche peut gagner ou perdre dans le nombre des minéraux qui la composent, soit par substitution des constituants ou par la perte des constituants et par conséquent concentration

d'autres constituants. La roche évoluée peut contenir un minéral prédominant.

Les conditions favorables à la métasomatose sont les suivantes d'après VAN HISE: présence de l'eau et porosité de la roche qui facilite sa circulation. Si le phénomène dispose du temps il n'est pas nécessaire qu'il y ait une grande circulation d'eau pour produire des changements profonds. L'eau demandée par les minéraux hydratés devra être gardée intacte. Dans ce cas, une très petite quantité d'eau sera l'instrument par lequel les roches seront altérées et recristallisées. Même les ouvertures sous capillaires peuvent être pénétrées par les solutions et les minéraux instables seront transformés du tout au tout. Dans les roches très denses où les espaces transportant de l'eau sont tous sous capillaires, les changements sont extrêmement lents, même dans les roches du Précambrien où l'on trouve de l'olivine et de la néphéline facilement altérables. L'olivine est en grande quantité dans les roches précambriennes du Lac Supérieur et les minéraux moins altérables comme l'augite sont à l'état presque parfaitement frais. Les roches denses au milieu de roches altérées sont plus facilement altérées. VAN HISE ajoute : Si les minéraux sont divisés, ils sont plus facilement attaqués.

Par altération ou substitution, ou les deux combinées, un minéral peut remplacer le minéral qui occupait préalablement la place en un espace donné. L'espace ainsi pris peut varier d'un chiffre insignifiant à une surface considérable. Cela peut représenter une formation entière. Dans ce dernier cas, le processus de la métasomatose prend le nom dépendant du minéral qui remplace les autres. Si par exemple le composé ségrégateur est de la silice, le processus est la silicification.

Le traité de VAN HISE marque une date dans l'évolution des théories sur la métasomatose et M. N. OULIANOFF [84] le fait bien ressentir lorsqu'il évoque l'insuccès de l'hypothèse de SANDBERGER sur la sécrétion latérale.

Mais dans l'ouvrage de VAN HISE on chercherait vainement une analyse méthodique de la structure des roches évoluées.

On chercherait également en vain dans les travaux les plus remarquables des savants qui ont étudié la métallogénie, un examen micrographique et chimique des roches qui encaissent les zones minéralisées.

M. L. DE LAUNAY [70] ajoute bien des observations à celles de VAN HISE. Je relaterai par exemple la suivante [69, 110]:

« D'ordinaire, il y a eu substitution progressive du carbonate métallique, au carbonate de chaux encaissant; le sel métallique fait tache d'huile en partant de toutes les fissures qui pouvaient lui donner accès et il en résulte que l'amas a souvent, dans le détail, l'apparence d'une brèche, ou des noyaux de calcaire inaltéré sont, par exemple, cimentés par de la calamine ou de la sidérose, avec passage progressif de ces minerais au calcaire ».

Je noterai en passant que pour tous les auteurs, l'évolution chimique joue, par intuition seulement, un rôle prépondérant et que l'on prévoit toujours une substitution d'un carbonate métallique au carbonate de chaux, sans qu'on ait pu le constater effectivement dans la grande majorité des cas.

M. N. OULIANOFF (op. cit) donne la définition suivante de la métasomatose: « C'est un cas d'altération des roches accompagné d'un enrichissement de ces roches par l'apport d'une substance nouvelle qui ne s'y trouvait pas jusqu'alors et qui entre en réaction avec la substance de la roche, et en déterminant le remplacement molécule par molécule ». L'auteur indique que « l'on peut prévoir qu'une forte quantité des gîtes classés jusqu'à présent parmi les primaires sera bientôt remise dans le groupe des gîtes métasomatiques ».

En 1929, M. R. BURKHARDT étudiant les terres noires cuprifères du bassin du Niari [26] montre que ces terres noires ne sont pas un minerai de cuivre déterminé, mais « bien plutôt une zone de concentration naturelle de divers sels de ce métal (sulfures, oxydes, carbonates, silicates) ». Suivant l'auteur, elles se rencontrent sur des anticlinaux, à proximité des failles, elles proviennent de calcaires dissous dont elles ne sont que le résidu plus ou moins transformé. Les calcaires qui leur donnent naissance sont toujours siliceux, fortement manganésifères et très souvent dolomitiques. On ne les trouve qu'au voisinage du contact grès-calcaire, jamais dans les grès. Tous les gisements de terre noire du bassin cuprifère du Niari (Congo français) seraient du type gîte épigénétique de substitution. La transformation serait due à l'action des eaux superficielles chargées principalement d'acide carbonique et d'un peu d'acide silicique.

M. SOLIGNAC [93] a eu l'occasion, au cours d'une mission scientifique en Afrique du Sud, de faire des observations intéressantes sur divers gisements métallifères. Au sujet des mines de cuivre et de galène d'Hohewarte, il écrit (p. 63): « Il est probable qu'à l'injection de la pegmatite a dû succéder une

phase pneumatolytique qui a produit l'amphibolisation de cette roche et l'arrivée per ascensum des sulfures métalliques, puis une seconde phase de circulation aqueuse, per descensum qui, en remaniant certains dépôts du premier gîte, les ont transformés en minéraux oxydés (smithsonite, malachite, azurite, etc...). C'est probablement aussi à cette phase qu'il faut attribuer la métasomatose d'une partie du ciment des marbles par de l'anglésite ». Dans sa description des gîtes de cuivre, plomb et zinc de Tsumeb (S. W. Africain) l'auteur indique (p. 66) la présence d'une seconde phase qui est « une phase de métasomatose et d'oxydation per descensum. Des eaux venues du haut et riches en acide carbonique et en oxygène ont circulé dans les fissures qu'elles ont élargies. Dans les zones profondes du gîte, les sulfures ont été remis en solution et une partie de leurs éléments se sont substitués à la dolomie... ».

J'ai moi-même signalé [23] l'existence de cette seconde phase *per descensum* qui a suivi la mise en place du minerai dans certains gîtes tunisiens.

Il y a lieu d'ailleurs de spécifier que des auteurs parmi lesquels M. L. DE LAUNAY [70, 185] ont indiqué, depuis longtemps, l'effet « des eaux descendantes » et que chez les dirigeants des exploitations minières de l'Afrique du Nord, en particulier, la notion d'une phase *per descensum* est acquise.

Il reste à en définir les modalités au point de vue physique et au point de vue chimique. Il semblait à priori que l'étude de la structure des roches encaissantes devait conduire à certains résultats.



M. L. JOLEAUD [57] dans une étude de la formation phosphatée des Ouled Abdoun au Maroc, montre que ces phosphates marocains sont formés en principe par une couche riche ayant une teneur moyenne de 76 % dans laquelle on rencontre des piliers « étroits et très allongés circonscrits par des contours extrêmement irréguliers ». Dans ces piliers, la teneur moyenne en phosphate est seulement de 50 % par suite de la présence ici d'un ciment calcaire.

Le dépôt originel était suivant l'auteur un dépôt marin de granules de phosphate de chaux avec débris d'ossements de vertébrés, etc... Ce dépôt d'abord cimenté aurait eu ensuite son ciment interstitiel dissout secondairement, « les eaux de circulation souterraine dissolvant le carbonate beaucoup plus

facilement que le phosphate et entraînant le carbonate en profondeur, où sa concentration se lie à la cristallisation du ciment ». Dans ces parties supérieures, il y aurait eu tassement des grains de phosphates et infiltration entre les grains d'une faible quantité d'argile rouge.

M. L. JOLEAUD termine ainsi ses considérations sur la diagenèse : « Tous ces phénomènes se sont répercutés dans la masse rocheuse phosphatée avec une très grande irrégularité, comme le fait s'observe habituellement dans les régions qui ont été le théâtre de phénomènes de dissolution dans les roches calcaires : telle semble être l'origine des contours de forme quelque peu déconcertante qui limitent les pseudo-piliers de calcaires dans le gîte de phosphate des Ouled Abdoun ».

Dans une courte note, j'ai donné personnellement [22] quelques indications sur les phosphates pulvérulents de la Tunisie Centrale qui sont issus d'un phénomène secondaire.



Je viens d'énumérer les travaux qui touchent le plus directement au sujet que je vais étudier. La route est déjà longue, mais elle demeure hérissée d'obstacles, car bien des données chimiques nous manquent pour résoudre le problème de l'évolution continentale des sédiments.

Je me suis simplement proposé ici d'accroître encore si possible la somme des observations déjà acquises, car l'interprétation est dans le domaine de l'avenir.

J'ai recueilli les méthodes de travail dans l'ouvrage, universellement réputé de M. L. CAYEUX : « Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires », dans ses études sur les minerais de fer oolithique et les roches sédimentaires de France.

Les cours de ce Maître au Collège de France, comme la double discipline géologique et minéralogique que j'ai reçue à la Sorbonne m'ont permis de poursuivre ce travail jusqu'à son achèvement.

Presque toutes mes recherches de Laboratoire ont été faites au Laboratoire de Géologie de la Sorbonne, où M. le Professeur Charles JACOB, Membre de l'Institut, a continué à m'accueillir et à m'encourager après la mort de l'éminent géologue dont j'ai été l'élève, M. Emile HAUG. De la même façon, M. le Professeur F. ROMAN a bien voulu me conseiller au cours de mes travaux, après la mort de M. DEPÉRET.

J'adresse à mes Maîtres l'expression de ma respectueuse gratitude.

M. le Professeur A. LACROIX, Secrétaire Perpétuel de l'Académie des Sciences m'a donné son avis précieux à différentes reprises; je lui adresse mes respectueux remerciements.

Au Laboratoire de Géologie de la Sorbonne, j'ai reçu les avis aimables de M. le Professeur A. MICHEL-LÉVY sur les arkoses de la région des Vosges que j'ai pu comparer aux galets d'Arc, de M. le Professeur L. JOLEAUD sur ses observations dans les couches phosphatées du Maroc et de M. A. LANQUINE, Chef des Travaux de Géologie, sur la faune callovienne et sur la structure des silicates d'alumine; je les prie de trouver ici l'expression de ma sincère reconnaissance.

Je suis également heureux d'adresser mes vifs remerciements à M. l'Abbé C. GAUDEFRY, Professeur de Minéralogie à l'Institut Catholique de Paris, qui a été mon Maître et qui est resté un précieux conseiller au cours de recherches difficiles et à M. P. BERTRAND, Professeur de Paléobotanique à la Faculté des Sciences de Lille pour ses savantes déterminations des végétaux fossiles d'Arc et pour ses aimables encouragements.

Je remercie aussi de tout cœur M. le Dr MAYET, chargé de Cours à la Faculté des Sciences de Lyon, M. E. CHAPUT, Professeur de Géologie à la Faculté des Sciences de Dijon et M. G. DUBOIS, Professeur de Géologie et de Paléontologie à la Faculté des Sciences de Strasbourg, qui ont bien voulu s'intéresser à mes recherches.

M. C. MAUGUIN, Professeur de Minéralogie à la Sorbonne dont j'ai été l'élève, m'a aidé au cours de mes recherches bibliographiques; j'ai beaucoup de plaisir à lui adresser mes remerciements ainsi qu'à M. H. LONGCHAMON, Professeur de Minéralogie à la Faculté des Sciences de Lyon.

Avec MM. DONCIEUX et DARESTE DE LA CHAVANNE, chargés de Cours à la Faculté des Sciences de Lyon, je me suis entretenu de différentes questions touchant la géologie des phosphates de l'Afrique du Nord.

J'ai eu souvent recours, au laboratoire de Géologie de la Sorbonne, à M. P. BONNET, à Mademoiselle J. PFENDER, Assistants de Géologie et à Madame E. JÉRÉMINÉ.

M. R. ABRARD, Sous-Directeur du laboratoire de Géologie du Muséum, M. J. LAMBERT, ancien Président de la Société Géologique de France, M. J. PIVETEAU, du laboratoire de paléon-

tologie du Muséum, Mademoiselle H. ALIMEN, du laboratoire de géologie de la Sorbonne et M. P. CORSIN, du Laboratoire de Paléobotanique de la Faculté de Lille, ont bien voulu déterminer quelques fossiles parmi ceux qui sont cités dans le présent travail.

A tous j'adresse l'expression de ma reconnaissance.

J'ai eu d'excellents rapports au laboratoire avec mes amis MM. CASTÉRAS, V. BABET, C. KILIAN, J. MARÇAIS, H. SCHOELLER et H. TERMIER.

Dans le S. E. du Bassin de Paris, mon ami L. AUFRÈRE est venu assister à des fouilles en compagnie de MM. A. GAZIN, L. BALLIOT et G. GUENIN. En Tunisie septentrionale, j'ai étudié plusieurs gîtes métallifères en compagnie de M. P. JORDAN, Ingénieur en Chef au Corps des Mines. En Tunisie centrale, mon ami M. SOLIGNAC m'a accompagné avec M. GEVREY, du Service des Mines, dans la région de Sidi-Mabrouk. Je me permets de rappeler ici à ces amis très chers, à ces compagnons de voyage très estimés, ces journées de clair soleil dans les belles forêts de France ou dans le sauvage et captivant bled tunisien.

Le Conseil de la Caisse des Recherches Scientifiques a bien voulu m'accorder une subvention. Je lui adresse tous mes remerciements ainsi qu'à la Société d'Etudes des Sciences Naturelles de la Haute-Marne qui s'est chargée de l'impression du présent mémoire.

Si j'ai tenu à mettre au frontispice de ce livre le nom de Charles DEPÉRET, c'est non seulement un hommage, bien faible hélas, rendu à la mémoire d'un grand savant, mais l'admiration que j'ai pour cette qualité qu'il avait entre toutes : la courtoisie.

DIVISION DU TRAVAIL

Je limite mon effort au Bassin de Paris et à la Tunisie.

Dans le Bassin de Paris, j'étudie la bordure jurassique du S. E., entre la côte rauracienne et les affleurements bajociens, sur un espace restreint qui n'occupe guère que le nord de la feuille n° 98 (Châtillon) de la carte géologique au 1/80.000°.

En Tunisie, les points étudiés se trouvent dans la partie centrale et dans la partie septentrionale de la Régence.

J'ai toujours indiqué leur emplacement exact sur les cartes au 1/50.000° du Service Géographique de l'Armée.

Dans le Bassin de Paris, comme en Tunisie, j'ai étudié l'évolution des calcaires d'une part et celle de certains milieux siliceux, comme les silex, d'autre part.

Mais en Tunisie, j'ai été amené à décrire l'évolution des dolomies dans certaines conditions. J'ai trouvé aussi dans l'étude de l'évolution de quelques gîtes de phosphates et de quelques gîtes métallifères une application de mes recherches.

PREMIERE PARTIE

Recherches dans le Sud-Est du Bassin de Paris

CHAPITRE PREMIER

Stratigraphie et Généralités

La partie de la bordure jurassique du Bassin de Paris qui a été spécialement étudiée est située au sud de Chaumont (Haute-Marne). Elle est comprise entre la côte rauracienne et les affleurements bajociens d'une part et d'autre part entre les vallées de l'Aube et de la Suize, affluent de la Marne.

Dans ces limites, toute la gamme des calcaires bathoniens affleure le l'E. à l'W. et les couches affectent un plongement général vers le Bassin de Paris.

Le Bathonien inférieur affleure seulement dans les vallées à l'E. et c'est surtout la partie supérieure de l'étage qui retiendra l'attention ici. Sur les plateaux et le long des fractures, les calcaires du Bathonien Supérieur présentent de remarquables caractères d'évolution. L'altitude des plateaux varie entre 320 et 400 m.; il sont presque toujours recouverts par des forêts et le sous-sol est dérobé aux regards; son examen nécessite donc des travaux préalables.

Stratigraphie

Dans la vallée de l'Aujon, la base du Bathonien apparaît à droite de la route d'Arc-en-Barrois à Giey-sur-Aujon, à peu de distance et après avoir dépassé la ferme de Vauclair, sur les bords d'un petit ruisseau qui passant sous la route va se déverser dans l'Aujon. Les bords de ce ruisseau sont formés par les marnes à lumachelle renfermant *Ostrea acuminata* SOWERBY. Jusqu'au hameau de Montrot, on suit le Bathonien Inférieur sans coupe naturelle remarquable. Cependant sur la route de Montrot à Arc, on rencontre les calcaires à grosses oolites dites pépins de raisin [98, 32]. Des couches minces de marnes feuilletées alternent avec des bancs calcaires et des bancs de grosses oolites.

Les calcaires sont d'une compacité remarquable.

Toute cette série constitue le Vésulien, mais on n'y rencontre pas d'ammonites.

Les assises du Bradfordien (sans ammonites sauf tout à fait au sommet) suivent celles du Vésulien. Elles débutent par des calcaires durs et compacts qui passent à la grande oolithe bien représentée dans les carrières de Ste Anne et dans celles du Val-Guyot.

Les fossiles les plus communs dans les carrières de Ste Anne sont *Patella rugosa* SOWERBY, *Nerinea Voltzi* DESLONGCHAMPS, *Diethyothyris coarctata* PARKINSON, *Mytilus imbricatus* SOWERBY.

Dans la carrière Barthélemy sur la route de Chaumont, on rencontre un intéressant niveau de calcaires en plaquettes renfermant des boules peu volumineuses de Marcasite FeS_2 . Ces boules sont rayonnées, leur périphérie est garnie de pointements octaédriques et la marcasite est généralement transformée en limonite. Les boules hérissées de cristaux sont noyées dans le calcaire en plaquettes. La périphérie des alvéoles est altérée au contact de la limonite.

A la grande oolithe succède toute une série de bancs alternativement durs ou tendres qui passent à la dalle oolithique avec *Rhynchonella varians* SCHLOT. Un banc dur, percé de trous de dissolution, couronne la dalle oolithique où il forme surface structurale. Dans ce banc, j'ai quelquefois rencontré *Rhynchonella spathica* LMK.

On peut suivre ce banc sur les plateaux, sur la rive droite de l'Aujon, depuis le Champ des Perches (en face la ferme de

Sautreuil) et la coupe de bois n° 11 de la Série de la Route du Bon-Dieu, jusqu'à l'extrémité W. de la Route des Religieuses.

Sur le versant des plateaux, le même banc se désorganise, la dalle rocheuse percée de trous résiste malgré tout à l'érosion, ces tubulures en sont la seule marque et on voit les blocs dégagés « flottant » sur le substratum qui est la couche végétale de la forêt. C'est la dalle oolithique qui a fait presque tous les frais de l'érosion; la dalle percée de trous de dissolution qui la recouvre a en grande partie résisté.

Cette disposition est particulièrement visible sur le versant sud de la coupe de bois n° 11 et dans les coupes de la série de la Vendue, de part et d'autre de la route de la Passarde.

Cependant on n'est pas toujours certain d'avoir le même banc devant les yeux, car les bancs durs et compacts se répètent dans la série bathonienne. Pour les suivre, les coupes naturelles importantes manquent.

A un certain niveau, renfermant en grande quantité *Zeilleria digona* SOWERBY, on rencontre des silex à végétaux que je décrirai aussi complètement que possible dans la suite.

Pour examiner les assises les plus élevées de la série bathonienne, on pourra suivre la route des Essarts à Chateauvillain, en passant par le poste forestier de Rouville. On remarquera d'abord la dalle oolithique couronnée par le banc dur montrant de nombreuses tubulures, puis à 200 m. à droite de Rouville une carrière montre les premières traces de la différenciation des calcaires par altération continentale. A 1 km environ de Rouville, toujours à droite, plusieurs carrières présentent des dalles calcaires en stratification subhorizontale. Ce n'est plus la dalle oolithique, mais des bancs de calcaires gris, rosés, oolithiques, indiquant déjà le faciès du Bathonien Supérieur.

En arrivant au parc de Chateauvillain, une carrière à droite de la route montre la coupe suivante :

- a) Terre végétale
- b) Calcaires blanchâtres, 0 m. 40
- c) Calcaires à fausses oolithes, 2 bancs, au total 0 m. 20
- d) Assise de calcaires compacts avec quelques fissures ou cavités de dissolution en surface, épaisseur inconnue.

Une carrière située à proximité immédiate de la ferme des Bonshommes montre la même disposition.

Dans le parc de Chateauvillain, à part des alluvions récen-

tes, notamment dans le Val Mormant (vallée sèche), on distingue des assises puissantes de calcaires compacts analogues aux calcaires d) ci-dessus. Ces calcaires durs, à cassure esquilleuse ont servi à la construction des antiques remparts de Chateaufvillain. Au Val Mormant demeurent de nombreux blocs taillés et préparés à cet usage.

Tectonique

Les plateaux bathoniens compris entre la côte rauracienne au N. W. et la côte bathonienne au S. E. s'étendent à une altitude variant de 320 à 400 m. Les strates ont une faible inclination en direction de la côte rauracienne au pied de laquelle l'altitude n'est plus que d'environ 300 m. La côte rauracienne atteint 356 m. à l'W., 378 m. et même 386 m. au N. L'ensemble de cette disposition a été considéré, soit comme le résultat d'un plissement brusque, soit comme celui d'une faille irrégulière qui serait jalonnée par la ligne de chemin de fer de Chatillon-sur-Seine à Chaumont. L'Aujon subit une perte à Chateaufvillain dans le parc, où il disparaît brusquement au lieu dit « les Abîmes ».

Un puits naturel d'érosion karstique des calcaires du Bathonien dans lequel je suis descendu près de la ferme du Bel-Air, au N. N. E. de Chateaufvillain, au pied de la côte rauracienne, n'indiquait pas la présence d'une faille. Dans tous les cas, le voisinage de la côte annonce toujours une karstification particulièrement intense [74].

Les recherches que j'ai effectuées sur les plateaux ont révélé l'existence d'un réseau de failles verticales de direction générale N. N. E.-S. S. W. Le rejet vertical et la direction concordent avec les observations de Masson sur le plateau de Langres [76, 5 et 6].

Elles signalent des affaissements verticaux des plateaux bathoniens dont l'âge n'est pas connu avec certitude. Ces accidents tectoniques ont pu se produire au cours du Tertiaire; ils se rattachent à l'histoire du détroit morvano-vosgien.

CHAPITRE II

La Géologie des Plateaux

Historique

Le premier auteur ayant publié sur les gisements est le docteur A. POUILLAIN qui fit paraître en 1875 une brochure intitulée : « Le Territoire d'Arc-en-Barrois (Haute-Marne) à l'époque Celtique ».

Le docteur POUILLAIN qui exerçait alors la médecine à Arc-en-Barrois était à ses moments de loisirs préoccupé par la préhistoire et l'histoire locale. C'est ainsi qu'il fit paraître différentes brochures dans ces deux branches.

Celle qui nous intéresse et que je viens de nommer décrit quelques tumuli et quelques dolmens, mais la partie principale traite des séries d'entonnoirs situés en pleine forêt, exclusivement sur les plateaux (p. 27) que le docteur POUILLAIN avait suivi sur des kilomètres.

Son avis était qu'il s'agissait de fonds de cabanes ou *mardelles* suivant une appellation locale. Voici comment il situe ces entonnoirs (p. 19. et suiv.) :

« La plus importante des séries que nous ayons rencontrée et que nous allons essayer de décrire le plus exactement possible commence à peu près sur la voie romaine de Langres à Sens, au sud, lieu dit le Champ-des-Perches, à 100 m. environ de la route départementale de Langres à Chatillon-sur-Seine, vers les champs de la ferme de Sautreuil, à l'extrémité de la route du Bon-Dieu, se dirige au Nord, traverse la route départementale et une partie des champs de la ferme de Sautreuil, passe près du marchat la plupart du temps desséché qui se trouve à environ 400 mètres à l'Ouest de cette ferme, près des bois, vient couper en biais le chemin appelé La Voie d'Arc à Bugnières et à angle aigu la route forestière du Long-Boyou, passe au Nord-Est, traverse directement la tranche de Rougeotte puis la route de la Passarde près de laquelle elle

s'interrompt sur une longueur de deux ou trois cents mètres là où se trouvaient les champs de la ferme, et coupe à angle plus ou moins aigu les routes du Veneur et de Dix-Pieds. Parvenue à une portée de fusil au nord de cette dernière route, elle envoie à gauche un prolongement de 300 mètres environ qui vient de nouveau traverser la route de Dix-Pieds, mais à angle droit. La file principale, arrivée à 100 mètres de la crête Est de la Combe-Brûlée, s'incurve vers le Nord, disparaît environ 300 m. au lieu dit Les Essarts-de-la-Ville, reparaît un peu avant la route du Veneur, envoie à gauche une nouvelle branche de 200 à 300 m. sur le canton des Essarts-de-la-Ville, traverse de nouveau, mais cette fois à angle aigu la route du Veneur, s'enfonce au Nord dans la forêt et semble s'arrêter au chemin dit des Mariniers qui va des maisons forestières des Essarts-de-Richebourg au Champ-Corot, territoire de Bugnières. A ce point, elle envoyait, selon toute apparence, trois prolongements qu'on retrouve après quelques centaines de mètres de discontinuité au Sud-Ouest, à l'Ouest et à l'Est.

« Le premier fait un angle aigu avec la ligne principale sur laquelle il paraît ensuite vouloir revenir. Après avoir parcouru en ligne droite 1000 ou 1500 m., ce prolongement vient se terminer à l'extrémité du plateau qui se trouve entre la Combe du Gros Chêne (route de Chaumont) et la Combe de la Voie de la Roche (chemin de la ferme de la Maison-Paulin à la ferme du Val-des-Dames).

« Le second prolongement se détache de la grande ligne à angle droit, traverse la route de Chaumont à la hauteur du marchat de Nachi, la voie de Coupray à Richebourg, le chemin appelé le sentier de Bricon, et vient se terminer sur les Champs à la Geline, territoire de Cour l'Evêque, à 100 m. à peu près de l'extrémité ouest de la route des Religieuses après un parcours d'environ 3 kilomètres.

« Le troisième prolongement se dirige à droite sur les coupes du Champ-Corot, situé à 1 ou 2 kilomètres de là, et où l'on retrouve encore une assez grande quantité de mardelles.

« Si du chemin des Mariniers, on s'enfonce dans la forêt en suivant comme auparavant la direction du Nord, on retrouve, après avoir parcouru 400 ou 500 m., la continuation de la file principale; mais ici, les cavités sont plus espacées entre elles, et par conséquent moins nombreuses relativement. On peut néanmoins facilement en suivre la piste; elle traverse les routes des Religieuses et de Vitry, le chemin des Deux-Bornes (de

Bugnières à Richebourg), entre dans les bois communaux de Richebourg et cesse définitivement à proximité de la voie Romaine de Langres à Bar-sur-Aube et à Troyes, entre Richebourg et la ferme du Val-des-Dames.

« Le développement de cette série de Mardelles et des nombreuses ramifications dont nous venons de parcourir les fastidieux méandres, n'est pas moindre de 18 kilomètres ».

Le docteur POUILLAIN a également donné une carte due à son collaborateur ANDRÉ, carte malheureusement schématique et sans échelle définie, qui donne au tracé des ramifications des mardelles une allure imprécise.

L'auteur décrit ensuite les excavations elles-mêmes comme suit (p. 24 et suiv.):

« Le nombre total des mardelles encore existantes dans cette série peut être fixé à cinq ou six mille au moins; peut-être un aussi grand nombre de ces cavités a-t-il disparu. Leurs dimensions sont très variables; on en trouve qui n'ont guère que 3 mètres de diamètre; d'autres en ont 10, 20 et jusqu'à 30 et plus; leur profondeur varie de 1 à 10 mètres; leur forme générale nous a paru circulaire le plus souvent, quelquefois ovalaire, mais alors comme ombiliquée sur le plus petit diamètre. La distance qui les sépare l'une de l'autre est loin d'être uniforme; elle est généralement de 1 à 40 mètres; elles sont creusées dans un moëllon peu consistant offrant d'assez larges fissures soit vides, soit remplies de terre ou de pierres anguleuses. Leur ouverture est évasée par suite de l'éboulement des terres, mais elles paraissent avoir été originairement creusées à pic. Leur fond est rempli d'humus et de pierres roulantes sur une plus ou moins grande hauteur.

« Une disposition de ces cavités qui m'a paru se retrouver plusieurs fois est la suivante: sur un fossé profond d'environ 1 mètre, large de 2 ou 3 et de 25 à 200 de longueur, droit ou serpentant capricieusement, se trouvent des creux en plus ou moins grand nombre, généralement peu profonds, distants entre eux de 3 à 10 mètres.

« Beaucoup de ces fosses sont géminées, c'est-à-dire qu'elles se marient deux à deux; mais alors elles sont d'inégales grandeur et profondeur, et l'arête vive qui les sépare est moins élevée que le terrain environnant ».

Au cours des fouilles qu'il pratiqua dans ces cavités, le docteur POUILLAIN fit quelques observations intéressantes.

Après avoir enlevé un mètre de terrain à partir du fond d'un entonnoir et descendu dans un puits creusé de main d'hom-

me, l'auteur indique que le puits et la partie horizontale de la galerie avaient dû être creusées en retirant « d'entre de gros rochers la terre et les roches plus petites qui en garnissaient l'intervalle ».

Enfin le D^r POUILLAIN ajoute (p. 32) : « Il n'a été trouvé dans nos fouilles... que quelques ossements de renard, de bœuf et de cheval (d'espèces qui n'ont pas été déterminées) ».

Ainsi donc le D^r POUILLAIN avait reconnu dès 1875, dans la forêt d'Arc et de Chateaufvillain :

1° L'existence exclusivement sur les plateaux d'entonnoirs disposés en séries légèrement curvilignes, sur de grandes distances en direction et sur de faibles distances transversalement ;

2° Une disposition spéciale du terrain ;

3° Des ossements qui lui avaient semblé, par leur caractère d'ancienneté, provenir d'espèces disparues puisqu'il ajoute « d'espèces qui n'ont pas été déterminées ».

Ce sont là les seuls documents que j'avais en mains pour commencer mes recherches. Les premiers résultats de celles-ci ont été exposés au cours des années 1926 et 1927 [18], [19] et [20].

Méthode suivie au cours des fouilles

Les travaux exécutés sur les plateaux ont eu pour but de suivre en direction les lignes d'entonnoirs et de les recouper transversalement.

A ce dernier point de vue j'ai pu ainsi déterminer les limites de la formation, car un premier résultat a été de reconnaître sa localisation sur une faible largeur.

Au contraire, en direction, j'ai pu me rendre compte de son étendue, exclusivement sur les plateaux.

Il a été montré ailleurs (1) que les réseaux d'entonnoirs étaient d'anciennes recherches minières suivies souvent d'exploitations d'ocres et de minerais de fer.

Chaque fois que cela a été possible, j'ai profité des travaux des anciens pour atteindre en profondeur les terrains en place. Les travaux exécutés en partant de la surface du sol ont été poussés en dehors de la zone anciennement exploitée, c'est-à-dire en terrain non remanié.

L'expérience m'a montré que les anciens n'avaient pas

(1) G. Guenin et E. Bruet. — Vestiges préhistoriques de la forêt d'Arc, [25-22 et 23].

poussé des galeries de longue étendue, jalonnées par des puits. Comme l'avait d'ailleurs très bien remarqué le D^r POUILLAIN, les entonnoirs sont jumelés; ils représentaient l'ouverture de deux puits qui étaient reliés par une galerie souterraine. Il en résulte qu'entre deux galeries situées dans le même alignement, reliées chacune à deux puits, le terrain n'a pas été remanié.

Ce sont ces zones qui ont retenu toute mon attention.

Dans un cas exceptionnel, le front de taille était accessible au fond d'une ancienne galerie; on a même pu poursuivre l'exploitation qui m'a fourni plusieurs fossiles.

La fouille la plus courante a été l'ouverture d'une tranchée en terrain non remanié. Les terres étaient rejetées d'un côté de la tranchée alors que les fossiles et les roches qui m'intéressaient étaient déposés sur l'autre côté, au fur et à mesure de l'avancement.

Le dégagement des fossiles a toujours été difficile dans un milieu où l'altération des roches était en pleine évolution et dans lequel le terrain était souvent cimenté par des dépôts secondaires de calcite. Il était commode d'extraire des blocs entiers de la zone fossilifère, de les sécher sur place par un feu de bois et de les consolider avec du silicate de soude ou de potasse. L'extraction des fossiles se pratiquait ensuite au laboratoire.

Cartes consultées

Les cartes que j'ai eu l'occasion de consulter au cours de mes recherches sont les suivantes :

1° La carte au 1/20.000^e de la forêt d'Arc et de Chateaufort établie par les soins de l'Administration des Domaines de la Maison d'Orléans à Arc-en-Barrois. Elle comprend toute la forêt d'Arc et de Chateaufort divisée en séries, chaque série étant à son tour composée d'un certain nombre de coupes de bois dont chacune porte un numéro.

Cette carte qui m'a rendu les plus grands services m'a été aimablement communiquée par M. GAZIN, Administrateur des domaines. Elle a permis un levé très précis des anciens travaux et des lignes de fractures.

2° La carte au 1/50.000^e de la forêt d'Arc et de Chateaufort qui a la même origine que la précédente.

3° La carte géologique au 1/80.000^e feuille n° 98, Châtillon.

4° Les cartes au 1/40.000^e (avec les courbes de niveaux),

au 1/50.000^e et au 1/80.000^e du Service Géographique de l'Armée.

Il est intéressant de noter que la carte au 1/50.000^e du Service Géographique de l'Armée (feuille de Châtillon) reproduit l'aménagement de la forêt suivant les cartes levées par l'Administration des Domaines d'Arc.

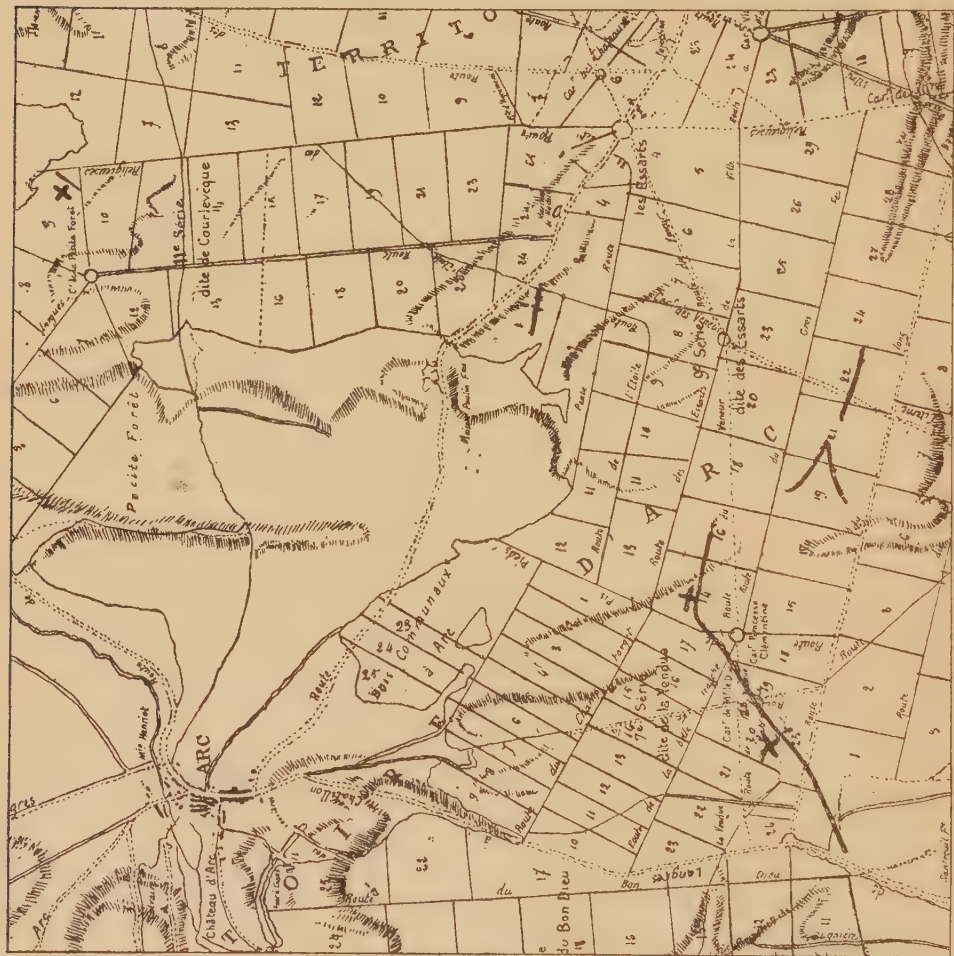


Fig. 1 - Partie NE de la Forêt d'Arc (1/50,000^e).

*Aménagement actuel d'après la carte du domaine.
(+ gisements fossilifères).*

Affleurements :

L'extrait de la carte au 1/50.000^e qui est donné ci-contre porte le tracé des anciens travaux qui est en même temps le tracé des affleurements des formations continentales.

Ce n'est pas toujours le cas; ainsi dans la coupe de bois n° 1 de la 9^e série dite des Essarts, la zone d'affleurements qui a une direction N. 10° E., jalonnée par des anciens travaux, se croise avec d'autres travaux, échelonnés suivant une direction N. 10° W. Ces derniers, établis dans les calcaires bathoniens, sont le résultat d'une erreur des anciens. Dès que l'erreur a été reconnue, les anciens ont repris la zone d'affleurement en direction, par une recoupe NE-SW.

Dans la fig. 1, j'ai représenté la partie des affleurements qui sera étudiée ici d'après le plan au 1/50.000^e établi par l'Administration du domaine d'Arc. Ce plan permet en effet par l'indication qu'il porte des séries et des coupes de bois, de retrouver très facilement les points fossilifères.

7^e Série dite de la Vendue

La région occupée par cette série présente en général la coupe suivante :

1° terre végétale; 2° limons des plateaux; 3° couche de cailloutis; 4° assises du bathonien composées à la partie supérieure d'un banc de roche dure percée de trous.

Parfois, la couche de cailloutis manque, parfois encore dans de rares cas, la roche dure affleure, enfin ce dernier banc peut manquer. Il est rare dans ce cas qu'il ne demeure pas quelques témoins de cette roche « flottant » sur le substratum.

Une coupe est parfaitement visible au bord de la route du Long Boyau dans une carrière qui se trouve presque en face de la ligne forestière 1-2 de la Série du Champ-Corot.

Dans la 7^e série, les coupes de bois sont numérotées de 1 à 25. Elles débutent sur la route de Dix-Pieds et elles viennent se terminer sur la route d'Arc à Langres; elles sont sillonnées par la route du Veneur et la route de la Passarde.

Les anciens travaux débutent au N. de la ferme de Sautreuil (à droite et en bas de la fig. 1), ils prennent une direction N.E. Dans la coupe n° 25, un embranchement paraît être une tentative de sondage dans le stérile.

Les recherches auxquelles je me suis livré par fouilles systématiques sur ces anciens travaux ont montré qu'ils jalon-

nent une faille nivelée, à faible rejet, dont ils épousent la direction.

Le point le plus caractéristique est situé dans la coupe n° 20. Un ancien puits et une galerie, en partie obstrués par les éboulis, ont permis après un travail de remise en état d'accéder au front de taille. J'ai donné dans une note [21] la description de ce gisement.

Il s'agit d'une faille de direction N. 30° W. (et non 18° comme une erreur typographique me l'a fait écrire).

Grâce au puits tel qu'il est disposé actuellement, on descend dans une faille dont les épontes ont été complètement mises à nu par les anciens qui ont enlevé le remplissage sur plus de 2 m. de hauteur.

A partir de la surface du sol de la forêt, on traverse en direction de la fracture la couche d'humus, des cailloutis, puis une couche d'ocre rouge renfermant des roches en voie d'altération. A la base de cette argile rouge se trouve une couche remplie de fins débris d'os et des dents de mammifères. La brèche repose sur une argile ferrugineuse de couleur jaunâtre qui tantôt très pure, se trouve parfois également chargée en roches décomposées. Dans ces deux sortes d'argiles ferrugineuses, les rognons dits de décalcification assez analogues aux « poupées du loess » abondent. Toute cette formation depuis le sol de la forêt constitue le remplissage de la faille dont l'épaisseur est d'environ un mètre. L'étude du remplissage et de l'altération des roches m'a montré que cette faille avait été considérablement élargie depuis sa formation sur une hauteur importante.

De part et d'autre de la faille, on a la succession suivante:

1° Terre végétale; 2° Limon; 3° Cailloutis; 4° Bancs calcaires du Bathonien non oolithique présentant une forte altération au contact du remplissage de la faille.

Je reviendrai plus en détail sur cette formation au cours de l'étude des faciès d'altération et de l'élaboration des ocre.

En suivant la route de la Passarde, à partir du carrefour M. le Duc, pour descendre sur Arc-en-Barrois on ne tarde pas à parvenir à une zone où le banc supérieur, formé de roches dures percées de trous de dissolution, est complètement désorganisé.

Ce phénomène que l'on rencontre fréquemment en forêt à une certaine distance de la côte rauracienne peut s'expliquer

par la résistance à l'érosion du banc supérieur, devant la compacité moindre des bancs sous-jacents.

Dans la 7^e série, le limon superficiel est très répandu, on l'observe particulièrement bien dans les coupes de bois traversées par la route du Long-Boyaux. Près de la ligne forestière 1-2 de la série du Champ-Corot j'ai fait exécuter des travaux, on voit le limon jaunâtre reposer sur le banc supérieur du Bathonien; le cailloutis en a presque complètement disparu par dissolution.

J'ai reconnu une zone fossilifère dans cette série, c'est la brèche cimentée par la calcite de la coupe n° 20. Les os sont très fragmentaires et les dents parfois bien conservées sont disséminées dans le milieu.

Ce gisement a permis d'identifier les fossiles suivants : *Equus Stenonis* COCCHI, *Hippopotamus major* CUVIER.

9^e Série dite des Essarts

Cette série est limitée au N. par la route des Religieuses, à l'E. par la route du Long-Boyaux, au S. par la route de Dix-Pieds, à l'W. par la route d'Arc à Chaumont et les terres de la ferme de la Maison-Paulin. Elle est sillonnée par la route du Veneur et le chemin de Bugnières à Richebourg qui se rencontrent au carrefour du Veneur.

Les coupes de bois sont numérotées de 1 sur la route de Chaumont à 30, coupe qui se termine à la fois sur la route des Religieuses et la route du Long-Boyaux.

La région Sud et Centre de la série présente une coupe stratigraphique identique à celle que j'ai donnée précédemment pour la 7^e série. Mais, dans la région Nord et Nord-Est, on rencontre des témoins d'un terme plus élevé du Bathonien. Ce sont les calcaires grisâtres ou rosés, oolithiques qui s'étendent du poste forestier de Rouville à Chateauvillain.

Il n'est pas rare de rencontrer des témoins du Callovien dans les déblais des anciens travaux.

Dans les coupes 14 et 16, ce sont des calcaires de la zone à *Keplerites Calloviensis* Sow. Ces calcaires marneux, jaunâtres, renferment des oolithes ferrugineuses disséminées. Souvent altérés, ils se présentent généralement sous la forme de nodules; l'altération se produisant à la périphérie. La dimension des oolithes et leur sphéricité montrent qu'elles n'ont subi aucun

remaniement. Il s'agit bien de blocs du calcaire marin originel tombé dans des fractures.

Il n'en est plus de même de singuliers contacts existant entre le Callovien remanié et le Bathonien.

Le ruissellement s'exerçant sur des éléments du Callovien, descendant lentement dans des fractures agrandies par érosion karstique, a produit parfois un contact intime et accidentel entre les deux terrains. Ce contact peut ainsi se produire entre des bancs placés assez loin du Bathonien supérieur dans la série bathonienne et des témoins du Callovien moyen.

Le faciès que l'on rencontre le plus souvent dans la coupe de bois n° 9 de la 11^e série se présente sous la forme d'une véritable pénétration du Callovien remanié dans le bathonien. Le callovien à spicules d'alcyonnaires et à oolithes ferrugineuses se distingue toujours très nettement du Bathonien non oolithique des plateaux. J'examinerai plus attentivement, au cours de l'étude micrographique qui va suivre, le comportement des deux roches de part et d'autre de la surface d'accellement.

Dans la coupe de bois n° 1, on suit la fracture avec beaucoup de facilité jusqu'à la rencontre d'un affleurement du Bathonien couronné par un banc dur percé de trous. Il semble qu'alors l'érosion karstique n'ayant pu évoluer, la fracture a conservé sa faible largeur initiale. S'il s'agit d'une faille, le rejet est extrêmement faible. Ces observations peuvent être faites à proximité de la ligne forestière 1-3, à 160 m. environ de son début sur la route de Chaumont.

La faille dont il a été question précédemment dans la coupe 20 de la 7^e série traverse la coupe 19 de la même série, puis elle coupe la route de la Passarde, puis la route de la Vendue au Carrefour Princesse Clémentine, elle traverse la coupe 17 et quitte la 7^e série.

Dans la 9^e série, elle pénètre dans la coupe 14 après avoir franchi la route de Dix-Pieds peu avant le tournant qui renvoie cette route de l'W. au N.W. Traversant la coupe 14, elle paraît se perdre dans la coupe 16 de la 9^e série.

Il est ensuite difficile de rattacher la faille jalonnée par de nombreux travaux anciens dans les coupes de bois n^{os} 14 et 16 à celle qui traverse les coupes 19, 21 et 22 qui sont situées également dans la même 9^e série.

Peut-être les phénomènes consécutifs aux failles ont-ils évolué différemment ou peut-être plus simplement, les observations généralement si délicates en forêt sont-elles imparfaites dans la coupe 18 ?

Quoiqu'il en soit, je vais examiner successivement d'une part les coupes 14 et 16 et d'autre part les coupes 19, 21 et 22.

Coupe 14 :

Après avoir franchi la route de Dix-Pieds, venant de la coupe 17 et de la coupe 20 de la 7^e série, les anciens travaux qui jalonnent une faille (coupe 20, voir précédemment) pénètrent dans la coupe 14 de la 9^e série.

La direction de la faille qui était N. 30° W. dans la 7^e série prend une direction N.N.E. dans la coupe 14 de la 8^e série. Mais au point précis du changement de direction, on trouve des anciens travaux qui prennent une troisième direction, vers le S.S.W. et par conséquent dans le prolongement de la nouvelle direction imprimée à la faille. Lorsque l'on observe les anciens travaux en direction du S.S.W., on remarque les faits suivants :

1° Ils correspondent aux plus grandes excavations que l'on puisse rencontrer en forêt ;

2° Sur le bord S.S.W. de la plus grande des excavations en direction de la seconde excavation sur la nouvelle direction (c'est également la seconde en dimensions de tous les anciens travaux), on remarque un pendage assez fort des couches calcaires par rapport à un affleurement horizontal, situé à la droite de l'observateur. Dans l'axe de la dépression qui surmonte cet effondrement, des sables apparaissent sous le limon superficiel.

Cette observation semble indiquer qu'il s'agit aussi là d'une faille.

En réalité, on aurait donc une faille de direction N. NW.-S. SE. recoupant une faille de direction N. NE.-S. SW.

Au point de contact des deux fractures, on remarque :

1° Comme je l'ai écrit plus haut, les plus grandes excavations, qui indiquent la plus grande quantité de minerai (ocre ou fer) exploitée, partant la plus grande ampleur donnée aux phénomènes karstiques ou autres ;

2° Le gisement qui du point de vue fossilifère m'a fourni le plus grand nombre d'éléments et la plus grande variété d'espèces fossiles, sans qu'il soit épuisé.

Travaux dans la coupe 14 :

J'ai dirigé les travaux dans la direction N. N.E. à partir du point de rencontre des failles et la principale tranchée a été établie à quelques 20 mètres du contact.

Après avoir exploré un ancien travail tout à fait superficiel, la tranchée a d'abord suivi la fracture, puis on lui a donné une direction N. afin de recouper le contact de la formation avec les calcaires encaissants.

Dans une note [19] j'indiquais dès 1927 les résultats des premières fouilles qui depuis se sont poursuivies chaque année. A cette époque, les travaux de reconnaissance n'avaient pas encore mis en évidence le réseau de failles que *rien ne permet de soupçonner sans travaux préalables*.

Sous la couche de terre végétale noirâtre se trouve une couche de limons jaunâtres d'épaisseur variable. Généralement cette couche ne renferme pas de roches calcaires, ou si elle en renferme, elles sont manifestement évoluées.

La couche de terre végétale et le limon s'étendent sur les plateaux indistinctement en dehors ou sur le parcours des failles nivelées. Ces dernières sont donc entièrement cachées aux yeux par ces deux couches.

Lorsque l'on examine le remplissage de la faille dans la coupe 14 en découpant le sol par tranches successives, on remarque tout d'abord la succession de deux couches d'ocres, l'une jaune la plus profonde, l'autre rouge qui lui est superposée. Cela n'est pas fait pour étonner, car c'est généralement ce que l'on constate partout dans les zones d'évolution des calcaires. Mais ici la question est plus compliquée. La couche d'ocre rouge présente deux profils emboîtés l'un dans l'autre. Le tracé du profil intérieur résulte de la disposition même des os fossiles tels que je l'ai relevée sur le terrain. Ainsi mon journal de fouilles du 3 janvier 1928 indique pour le front W. des travaux que le profil intérieur s'évase assez fortement vers la partie supérieure.

Un point intéressant a été la découverte sous le limon et épousant en partie le profil intérieur de sables dont l'analyse pétrographique suivra.

On ne rencontre pas ces sables, dont une partie présente des caractères nettement fluviaux, en dehors du parcours de la faille. J'ai même rencontré quelques os convertis en galets et l'un d'eux est représenté dans la fig. 1 de la pl. I.

Dans toute la région comprise dans le profil intérieur, on rencontre des roches plates (laves) reposant sur leurs plus faible dimension. Ailleurs l'ocre rouge renferme bien des blocs calcaires, mais il s'agit simplement d'un faciès calcaire remanié.

La disposition des roches calcaires debout dans l'ocre est

bien nette actuellement à l'extrémité S. S.W. de la grande tranchée de la coupe 14, en direction de la plus grande des excavations.

Indépendamment du calcaire des épontes qui appartient à un niveau élevé du Bathonien, on rencontre dans l'ocre rouge du profil intérieur les témoins suivants :

1° un calcaire gris, rosé, analogue au calcaire compris entre l'extrémité du défrichement du poste forestier de Rouville et le parc de Chateaufvillain ;

2° un calcaire en dalles de 2 cms environ d'épaisseur, d'un jaune sale, renfermant de très belles oolithes pouvant être rattachées au Callovien Inférieur.

3° un calcaire marneux jaunâtre à oolithes ferrugineuses relativement peu nombreuses, souvent un peu altéré à la périphérie et épousant ainsi la forme de nodules ayant jusqu'à 0 m. 30 de diamètre. Ce calcaire oolithique renferme *Kepplerites calloviensis* Sow, *Terebratula Saemanni* OPPEL, un *Lunuloceras* indéterminable, des *Belemites*, etc. La détermination a été faite par M. A. LANQUINE qui a bien voulu en outre me donner son avis sur l'ensemble de cette faune et m'aider de ses conseils ;

4° un calcaire oolithique jaunâtre peut-être du même niveau que le précédent, mais renfermant de nombreuses oolithes ferrugineuses. Ce calcaire est toujours désagrégé, il n'en reste que des témoins minuscules et les oolithes ferrugineuses mises en liberté sont sphériques; elles n'ont pas été remaniées et la désagrégation du calcaire s'est produite in situ.

Le fer, indépendamment de son rôle dans les argiles ferrugineuses, est rencontré sous forme d'oolithes, de pisolithes, de limonite, de goëthite. Quelquefois il enrobe d'une mince pellicule les os fossiles, les boules d'ocre jaune remaniées dans l'ocre rouge, etc. C'est sous la nature d'hydroxyde qu'il semble toujours apparaître.

Le manganèse est rencontré sous la nature d'hydroxyde et la forme de dendrites.

L'étude micrographique qui suivra me permettra de préciser bien des points. J'ai toujours comparé les résultats de mes recherches au microscope, avec la composition chimique des roches.

Accompagnant les os fossiles, on rencontre des galets siliceux surtout à la base de l'ocre rouge. Nous verrons dans la suite la nature de ces galets. Leur forme est variable; quel-

ques-uns présentent des traces de cassures anciennes comme il s'en produit dans les failles. Ces cassures comme le reste du galet sont souvent recouvertes par une pellicule de limonite. Quelques galets portent des traces de dissolutions. Ce sont des alvéoles tourmentées dans lesquelles l'ocre rouge a pénétré. Souvent, les galets ont une face plane. Leur grosseur varie de celle du pois à un diamètre maximum de 4 cms.

Il faut noter que dans les sables, on rencontre des petits grains de quartz de 1 à 3 mms de diamètre. Leur forme est arrondie ou ovoïde.

Les os fossiles sont *toujours* très fragmentés, aucun os long n'a été rencontré entier; les dents sont éparses, souvent brisées. Les seules dents intactes ont été trouvées recouvertes par des blocs de roches calcaires qui semblent leur avoir servi de protection.

Si des dents ou des débris d'os quelconques ont été rencontrés à la base de l'ocre rouge, d'autres sont distribués (toujours dans l'ocre rouge et au contact de l'ocre jaune) suivant un profil sinueux.

Il arrive dans de rares cas que la zone fossilifère monte jusqu'au limon, qu'elle ne pénètre d'ailleurs jamais.

Dans d'autres cas, elle vient reposer directement suivant une ligne inclinée sur une couche d'ocre jaune qui paraît stratifiée; cette dernière s'appuie alors sur un massif du Bathonien remanié.

En définitive, si l'on suit le comportement du dépôt ossifère d'une part et d'autre part le dépôt des sables calcaires parsemés de grains de quartz, *on peut tracer le profil de la fracture à l'époque de la descente des fossiles.*

Cependant, on peut se demander quelles peuvent être les déformations de ce profil du dépôt en fonction de la karstification continue des plateaux.

Mais cette dernière ne pourra vraiment être traitée qu'après l'étude minéralogique et chimique du remplissage.

La base de l'ocre rouge se trouve à 2 m. en moyenne de la surface du sol.

Tout à fait à la base de l'ocre rouge, j'ai rencontré des graviers et des petits amas de cailloux plats à bords arrondis présentant un caractère nettement fluvial. L'étude de l'altération des roches calcaires m'a montré que les éléments situés dans la partie centrale de ces amas ne devaient pas leur forme

à une modification d'ordre chimique in situ. Ils constituent de véritables alluvions.

Au centre de l'un de ces amas, j'ai découvert un os fossile converti en galet.

D'autre part, quelques essais effectués comparativement sur l'ocre rouge et sur le terrain qui la supporte, m'ont montré une différence notable de comportement de ces deux zones au point de vue perméabilité à l'eau.

Alors que l'ocre rouge est perméable, le terrain qui la supporte et que je vais examiner présente une imperméabilité notable. C'est cette condition qui a permis, antérieurement au dépôt de l'ocre rouge, une véritable lévigation des éléments superficiels de ce qui constituait le fond libre des fractures. On peut supposer qu'alors s'est produite une lévigation et un classement des éléments fins qui a donné naissance à l'ocre jaune. Ce phénomène devait être intermittent, il devait succéder à de rares pluies et les fractures jouaient dans ces conditions le rôle de canons.

Les observations que j'ai faites à la base de l'ocre rouge me permettent également de supposer que ce régime a dû se modifier dès le début du dépôt de l'ocre rouge. Des pluies plus fréquentes ont amené une circulation suffisamment active dans certaines parties des fractures pour arrondir les éléments calcaires, briser ou arrondir les os. Consécutivement, des éboulements se produisaient et les dents qui se trouvaient englouties pouvaient dans certains cas être protégées. Enfin, l'eau a séjourné et elle a formé des dépôts que j'étudierai dans la suite.

Le terrain qui supporte l'ocre rouge dans les fractures peut s'analyser comme suit :

Tout à fait au contact, c'est une argile colorée par l'hydroxyde de fer; très fine, elle a une pureté remarquable, ne renferme aucun cailloutis; elle est parfois stratifiée.

Quelquefois, l'ocre rouge qui la surmonte renferme des petites boules d'ocre jaune comme s'il y avait eu ravinement. Ces boules, recouvertes d'un enduit de limonite, ne semblent pas en état d'évolution minéralogique.

Plus bas, on rencontre un terrain de couleur jaunâtre, renfermant des oolithes ferrugineuses, des cailloux calcaires appartenant souvent au Callovien. Toutes les roches calcaires sont en état d'évolution avancé. Souvent de la calcite de néo-formation vient cimenter ces divers éléments.

Ce terrain m'a paru s'apparenter beaucoup avec ce que BLEICHER nomme « grouine ». Il s'agit avant tout d'un résidu d'une altération avancée de roches provenant toutes des terrains qui encaissaient les fractures.

Avant la cimentation par la calcite, on peut penser qu'il se produisait des tassements dans ce remplissage des fractures au fur et à mesure de la karstification des assises calcaires.

Deux sondages placés de part et d'autre du remplissage de la faille modifiée comme il est indiqué ci-dessus ont atteint rapidement les assises calcaires du Bathonien. Je me suis rendu compte ici aussi du faible rejet de la faille et j'ai prélevé des échantillons qui ont servi à établir une comparaison avec les calcaires altérés qui sont au contact du remplissage.

En suivant ensuite les entonnoirs dans la direction du N. N.E. on traverse un chemin forestier, puis on parvient au bord du plateau, au point où l'on va descendre vers la combe. En ce lieu, j'ai fait exécuter un travail assez important qui a permis d'arriver au contact de l'ocre rouge et du terrain sur lequel elle repose. Quoique les caractéristiques minéralogiques soient les mêmes, ce gisement n'est pas fossilifère.

Une galerie en grande partie éboulée, de direction N. N.E., correspondait à deux puits.

A partir de ce point, la pente s'accroît, les entonnoirs marquant les anciens travaux sont de moins en moins importants. Ils finissent par disparaître complètement à peu de distance de la voie de Crenay, chemin qui suit le fond de la Combe.

De la même façon, sur l'autre versant, de l'autre côté du chemin, toujours en direction du N. N.E., dans la coupe de bois n° 16, les anciens travaux ne prennent une réelle importance qu'à partir d'une certaine distance du fond de la combe.

Cette observation qui peut se répéter dans d'autres points et quelques sondages montrent qu'il suffit de moins de dix mètres de dénivellation pour que disparaisse complètement la portion élargie des failles.

Coupe de bois n° 16 :

Dans cette coupe, les anciens travaux suivent la faille sur une assez grande distance à travers des roches très dures qui semblent avoir résisté d'une façon toute particulière à l'érosion. Les anciens travaux s'arrêtent ainsi, semble-t-il, par suite de l'étroitesse de la faille.

Coupes de bois n^{os} 19, 21 et 22 :

Dans les coupes numéros 19, 21 et 22, les anciens travaux suivent approximativement la même direction que dans la coupe 14.

Les déblais des anciens travaux sont particulièrement intéressants dans ces trois coupes. A proximité de la ligne forestière qui sépare la coupe 19 de la coupe 21, j'ai relevé la présence dans les déblais de stalactites de calcite pesant jusqu'à 20 kgs. J'ai constaté que dans une section de ces stalactites, les axes optiques rayonnent autour de l'axe comme pour la calcite des grottes.

Ces éléments nous montrent que la cristallisation a dû s'opérer tranquillement dans des vides ayant existé entre les épontes des fractures.

Les fouilles que j'ai fait exécuter dans la coupe n° 19 ne m'ont pas livré de fossiles; elles m'ont simplement permis de me rendre compte qu'il s'agit bien de fractures et probablement de failles, élargies, à faible rejet.

Les déblais m'ont livré dans la coupe 19 quelques galets de quartz et dans la coupe 20 un grès qui sera étudié plus loin.

Les sondages révèlent dans la coupe 19 une épaisseur de limons pouvant atteindre 0 m. 80.

Dans la coupe 20, j'ai trouvé quelques témoins du Callovien dans les déblais et de nombreux pisolithes ferrugineux.

Deux directions relevées dans les coupes 19 et 21 étaient respectivement N. 20° W. et N. 40° W.

Il semble que l'on se trouve, dans la coupe 21, au point de rencontre de deux failles: l'une de direction N. N.W. et l'autre de direction N. N.E.

La seconde pourrait n'être qu'un prolongement de la faille des coupes 14 et 16.

11^e Série dite de Cour l'Evêque :

Coupe de bois n° 9 :

Cette coupe longe les « Champs de la Geline », l'extrémité W. de la Route des Religieuses et les lignes forestières 9-10 et 8-9 qui aboutissent au carrefour de la Petite Forêt.

Lorsque l'on part de l'extrémité W. de la Route des Religieuses, en suivant cette route, on rencontre les anciens tra-



Fig. 2. — LE PLATEAU DE LA FORÊT D'ARC-EN-BARROIS
ET LES GISEMENTS PLIOCÈNES

Extrait de la carte de l'Etat Major à 1/80.000^e, avec tracés par E. BRUET et L. AUFRÈRE.

Les traits pleins indiquent le tracé des anciennes exploitations où le pliocène a été observé (les traits interrompus indiquent les affleurements effacés par la culture); le relevé en a été fait par E. BRUET avec le bienveillant concours de M. GAZIN.

Le pourtour des anciens essarts reboisés est marqué par des traits dentés interrompus (tracé d'après la carte de Cassini).

Les cotes d'altitude ajoutées sont extraites du nivellement général de la France (documents communiqués par M. VIGNAL, Directeur général du nivellement), sauf celles situées dans la forêt, qui ont été déterminées au baromètre.

vaux à 115 m. environ sur la droite de la route forestière qu'ils traversent avec une direction voisine de la ligne N.W.-S.E. Les travaux sont surtout apparents dans la direction S.E.

J'ai fait dans cette direction les observations suivantes :

1° On rencontre assez fréquemment en affleurement des roches plates très inclinées sinon perpendiculaires qui semblent avoir glissé dans les fractures.

2° Dans les déblais, on trouve des témoins du Callovien. Souvent il s'est établi de curieux contacts entre le Callovien et le bathonien. Le Callovien remanié au Pliocène supérieur pénètre des roches d'un horizon quelconque du Bathonien en formant une roche compacte.

3° La direction des fractures (110°) est indépendante de celle de la vallée sèche. Elle est également indépendante des affleurements des roches qui limitent le plateau (140°).

Dans les déblais, au voisinage du centre de la ligne, j'ai trouvé des fragments d'os fossiles représentés principalement par un morceau d'ivoire provenant vraisemblablement d'une dent d'un gros mammifère.

Ici aussi l'importance des anciens travaux diminue rapidement dès que l'on quitte le plateau pour descendre dans la combe vierge de tout entonnoir.

On peut retenir que d'une part les anciens travaux s'arrêtent dès que l'on descend la pente et que d'autre part, comme dans la coupe n° 1 de la 9^e série, les anciens travaux s'arrêtent sur les affleurements de roches très dures,

CONCLUSIONS

Ce que l'on voit sur le terrain des formations des plateaux par les coupes naturelles ou à la faveur des travaux anciens ou modernes, c'est un relief dirigé par un réseau de failles et de diaclases.

Lorsque les fractures sont élargies par un processus qui sera discuté dans la suite, elles donnent lieu à des dépôts fossilifères qui sont cachés sous les limons superficiels.

Les vallées ou combes recoupent toujours les formations des plateaux et une dénivellation de 6 à 8 mètres suffit pour faire disparaître ces formations.

Celles-ci sont donc, à la suite d'un simple examen topographique et stratigraphique, antérieures au creusement des combes et au dépôt du limon des plateaux.

CHAPITRE III

La faune fossile des fractures

ETUDE DES DÉBRIS D'OSSEMENTS

Comme je l'ai montré plus haut, deux gisements fossilifères ont été découverts et exploités dans les fractures de la forêt d'Arc. L'un, celui de la coupe 20 de la 7^e série, dite de la Vendue, est le plissage de la partie supérieure, élargie, d'une faille. L'autre, celui de la coupe 14 de la 9^e série dite des Essarts, est beaucoup plus complexe, j'aurai l'occasion de l'étudier à nouveau dans le chapitre réservé à l'évolution continentale des calcaires.

Je ne compte que pour mémoire la présence d'os fossiles dans les déblais des anciens travaux de la coupe n° 9 de la 11^e série. Il s'agit vraisemblablement d'un troisième gisement situé à 6 kilomètres des deux premiers.

Le caractère commun aux deux gisements est l'état très fragmentaire des os fossiles. Les crânes sont brisés jusqu'à l'émiettement, les os longs sont brisés en tous sens, les dents isolées sont également fragmentées. Celles que je figure portent toutes (sauf une dent du *Cervus (capreolus) cusanus*) des marques produites par les choes. Plusieurs comme celle du *Bos clatus* ont été recollées et elles sont incomplètes. De ce dernier animal, je possède plus de cent fragments de dents.

Je rappelle aussi que plusieurs os ont été suffisamment roulés pour prendre la forme de galets.

Toutes ces conditions enlèvent beaucoup d'intérêt aux fossiles et leur étude paléontologique sera forcément limitée. Elle nous permettra cependant d'avoir une idée de l'âge du remplissage des fractures.

Ceci posé, la faune des gisements de la forêt d'Arc est la suivante :

Equus Stenonis Cocchi

C. DEPÉRET et L. MAYET écrivaient de ce fossile [42, 10] :

« *L'Equus Stenonis* est, avec le *Bos elatus*, l'espèce la plus caractéristique du Pliocène Supérieur dans son ensemble ».

L'*Equus Stenonis* est représenté à la fois dans le gisement de la coupe de bois n° 14 (9^e série) et dans celui de la coupe de bois n° 20 (7^e série).

Si l'on néglige certains ossements que l'on pourrait rapporter à l'*Equus Stenonis*, les pièces suivantes ont été identifiées :

1° une molaire gauche de la mâchoire supérieure (bien conservée) provenant de la coupe de bois n° 20) ;

2° une molaire droite de la mâchoire supérieure (brisée en deux morceaux), même provenance que ci-dessus ;

3° une troisième prémolaire droite de la mâchoire inférieure (bien conservée), même provenance ;

4° une deuxième molaire droite de la mâchoire inférieure (assez bien conservée) même provenance ;

5° un fragment d'une molaire droite de la mâchoire inférieure comprenant les métaconide et parastylide, provenant de la coupe de bois n° 14 ;

6° De nombreux fragments de diverses dents.

Il est commode, avant tout examen, de se reporter aux nomenclatures françaises et américaines concernant les équidés d'après M. Marcellin BOULE [13, 87].

La notation américaine (OSBORN) est en toutes lettres alors que la notation française (GAUDRY) a pour indicatifs E, M, I qui indiquent respectivement les denticules externe, médian, interne du premier lobe et e, m, i qui indiquent les denticules externes, médian, interne du second lobe.

J'ai utilisé aussi les travaux de J. RÜTIMEYER et ceux de W. BRANCO, bien résumés d'ailleurs par Mme M. PAVLOW [43, 117].

Les caractéristiques données par M. BOULE m'ont été aussi d'un grand secours [13, 122-123-127].

1°. *Molaires supérieures* (planche I fig. 2) :

a) Couronne à peu près carrée.

La colonnette interne I ou protocone est beaucoup plus développée vers l'arrière que vers l'avant ;

- b) Le contour de cette colonnette est arrondi;
- c) Le denticule interne du second lobe i ou hypcone a tendance à former un îlot arrondi;
- d) Les denticules E et e ou paracone et métacone sont larges ;
- e) Les parastyles et mésostyles sont rectilignes.

Ces caractéristiques sont celles de l'*E. Stenonis*, mais la forte taille des dents, le plissement de l'émail et la disposition du denticule interne du second lobe, me font rapprocher l'*Equus* d'Arc de la grande race de l'*Equus Stenonis* ou race *major* ou *robustus* de M. BOULE [11, 538].

C'est cette même race *major* que MM. DEPÉRET et DELAFOND ont trouvé dans la Bresse [38, 235].

J'ai d'ailleurs comparé les schémas contenus dans l'étude précitée de M. BOULE des molaires supérieures gauche de l'*E. Stenonis* (petite race), de l'*E. Stenonis* (grande race), de l'*E. caballus* et un schéma de la molaire supérieure gauche correspondante de l'équidé de la forêt d'Arc. Cette comparaison est également convaincante lorsqu'on l'effectue avec le cheval pliocène de la Bresse.

Il y a lieu toutefois de faire une réserve sur cette comparaison, car il faudrait pour que les conclusions qu'on peut en tirer fussent parfaites que l'usure de la dent soit la même dans les différents cas, ce qui est rarement atteint.

L'allure de l'émail des dents place l'*Equus Stenonis* d'Arc entre la race *type* et la race *major*. En particulier le paracone et le métacone sont bien dilatés.

En considérant d'autre part les dimensions des dents, on voit qu'elles sont sensiblement celles de l'*Equus Stenonis*, race *major*, de la Bresse.

L'*Equus* d'Arc doit donc être rapporté par les caractères de ses molaires supérieures à l'espèce *Equus Stenonis* COCCHI, race *major* BOULE.

2° Molaires inférieures :

Ces molaires ont les caractéristiques suivantes :

- a) La forme des denticules I et i' (métaconide et métastylide) est particulièrement bien représentée dans une deuxième molaire droite de la mâchoire inférieure, planche I fig. 3. Ces denticules sont parfaitement arrondis, ce qui est caractéristique de l'*E. Stenonis* et des chevaux zébrés. Ce caractère est même ici très poussé. On remarquera que ces

denticules internes sont relevés et non déjetés en dehors à leur extrémité comme dans le cas de l'*Equus caballus*. Dans un fragment d'une molaire droite, le seul denticule conservé est également parfaitement arrondi. Dans la troisième prémolaire droite, le denticule i (entoconide) est aussi arrondi ;

b) Les denticules E et e (protoconide et hypoconide) ont une muraille externe arquée et non rectiligne dans la deuxième molaire gauche ;

c) Le golfe postérieur compris entre i, e et i' est simple ;

d) Les enfoncements b et c, suivant Mme PAVLOW [85, 118], pl. VIII et IX, sont profonds ;

e) Par contre le pli d (PAVLOW) est très peu marqué et comme je l'ai indiqué plus haut, les deux moitiés des côtés externes (x et y de Mme PAVLOW ou muraille externe des protoconide et hypoconide) sont arrondies.

En somme, les caractères types de l'*E. Stenonis* sont ceux que j'ai signalés sous la notation a et b. Or, ce sont les caractères du Dauw opposés à ceux du cheval actuel, selon M. BOULE [11, 535].

Quant aux enfoncements b et c, suivant Mme PAVLOW, qui rapprocheraient par contre l'*Equus* d'Arc du cheval actuel, je rappellerai qu'ils sont aussi nets chez l'*E. Stenonis* du Pliocène de Sainzelles tel que le montre M. BOULE [11, 15].

Par les dimensions importantes des dents de la mâchoire inférieure, l'*Equus* d'Arc appartient bien à la race *major*.

Bos elatus CROIZET et JOBERT (= etruscus FALCONER)

Ce bovidé qui se rapproche des antilopidés est surtout rencontré dans le gisement de la coupe 14.

Il est représenté par :

a) une première molaire droite de la mâchoire inférieure (planche I, fig. 4) ;

b) plus de cent fragments de dents dont trois fragments sont importants et quatre comportent la colonnette interne intacte ;

c) un astragale.

d) divers os de membres.

Je vais d'abord rappeler les caractères principaux énoncés par C. DÉPÉRET [38, 236 et pl. XIII, fig. 3 et 4] et [40, 274 à 278] comme étant ceux du *Bos elatus*,

1° La présence d'un collet à la jonction de la racine et de la couronne ;

2° Le développement faible, en proportion de ce qui existe chez les véritables *Bos* du pilier médian de chacun des deux lobes sur la muraille externe, ce qui rapproche la dentition du *Bos elatus* de celle des antilopidés ;

3° La présence d'un petit denticule supplémentaire vers le milieu de la muraille externe ;

4° Des colonnettes interlobaires longues, étroites, souvent isolées du fût.

Or, la première molaire droite du *Bos* d'Arc (planche I, fig. 4) présente sur sa muraille interne, vers le milieu, un denticule identique à celui du *Bos elatus* de la Bresse [38, p. XIII, fig. 3]. Cette dent a également une colonnette interne nettement détachée du fût. Le denticule central est également présent sur une muraille externe d'une autre dent. Enfin quatre autres fragments ont leur colonnette interne.

Partout le pilier médian de chacun des deux lobes est peu marqué sur les murailles externes des dents ou des fragments de dents.

Enfin M. J. PIVETEAU a bien voulu comparer la première molaire droite avec des pièces des collections du Laboratoire de Paléontologie du Muséum. Il lui a trouvé sensiblement la même taille que la dent correspondante du *Bos elatus* de Perrier (un millimètre en plus pour le *Bos elatus* d'Arc).

Un astragale du *Bos elatus* provenant du gisement de la coupe 14 est en mauvais état, mais j'ai pu relever la largeur en bas de l'astragale qui égale 0,044 à 0 m. 045, dimension sensiblement identique à celle de l'animal adulte ou grande race de CROIZET et BRAVARD, telle qu'elle est indiquée par C. DEPÉRET [40, 276].

Bos sp.

Dans le gisement de la coupe 14 j'ai trouvé en fouillant avec L. AUFRÈRE en 1930 un astragale d'une taille supérieure à la taille normale du *Bos elatus* adulte.

Ses mensurations sont les suivantes en employant les mensurations de HUE [56, 1^{er} fasc., pl. 14, fig. 3 et 4] :

Longueur absolue de l'astragale.....	0 m. 084
Diamètre transversal maximum du corps de l'astragale	0 m. 053
Diamètre antéro-postérieur du corps.....	0 m. 044
Diamètre transversal de la tête.....	0 m. 055

Cet astragale peut être rapporté à un bison. Il est sensiblement plus petit que celui du *Bos primigenius*. On sait que le *Bison priscus* a été signalé dans des formations du Pliocène Supérieur.

M. BOULE écrit [12, 233]: « Le *Bison priscus* se trouve déjà dans le Pliocène de Durfort (Gard)... On l'a reconnu dans les graviers de St Prest (France) et dans le Forest-bed d'Angleterre. Je l'ai signalé dans les dépôts de Solilhac (Haute-Loire) qui appartiennent aussi au Pleistocène le plus ancien ».

Cervus (capreolus) cusanus CROIZET et JOBERT

Représenté par une dernière molaire inférieure entière (coupe de bois n° 14).

Cette dent qui a été étudiée par le Professeur DEPÉRET a été comparée par lui à des pièces d'Auvergne.

La fig. 5 de la planche I montre notamment la simplicité de l'émail très peu plissé sur la muraille externe.

Ce caractère avait été relevé par l'éminent paléontologiste qui écrivait [40, 270] :

« Les arrière-molaires inférieures ont un contour remarquablement arrondi et portent des tubercules interlobaires peu développés ».

Or, c'est ce que l'on voit sur la fig. 5 de la planche I.

La taille de la dent est sensiblement la même que celle des dents correspondantes des alluvions volcaniques pliocènes de Perrier et d'Ardé.

Le professeur DEPÉRET écrivait également touchant ce mammifère fossile dans l'ouvrage précité: « La fréquence de ses débris dans la plupart des collections donne à cette espèce une véritable valeur stratigraphique ». Il en faisait une espèce caractéristique du Villafranchien.

Quelques fragments d'os longs peuvent peut-être se rapporter au *Cervus (capreolus) cusanus*.

La dernière molaire inférieure a été rencontrée sensiblement au même niveau que l'astragale du bœuf précédent. Son extraordinaire conservation (la très fine colonnette interlobaire n'est même pas émoussée) semble due au fait qu'elle était calée contre de gros blocs de roches calcaires.

Cervus sp.

J'ai trouvé divers fragments de dents de cervidés dont certains ont été remis au professeur DEPÉRET qui m'a écrit le 17 septembre 1927 à leur sujet :

« En ce qui concerne les fossiles nouveaux, ils sont malheureusement indéterminables. J'y reconnais plusieurs parties de muraille de dents de cervidés, dont une espèce plus grande que le *cusanus*, mais je ne puis lui donner un nom ».

Une dent en partie écrasée, remise à M. Jean PIVETEAU lui a permis de m'écrire :

« On peut hésiter entre antilope et cervidé. Cependant la convergence vers le bourrelet des piliers de la muraille externe, indique une dent brachyodonte, par conséquent un cervidé ».

Ces fragments viennent de coupe 20 de la 7^e série et de la coupe 14 de la 9^e série.

Antilope ardea DEPÉRET (= Deperetia ardea SCHAU B) ?

Représentée par une moitié de dernière molaire supérieure de la coupe de bois n° 14.

Au premier abord, le professeur DEPÉRET avait pensé à un cerf, mais le 7 septembre 1927 il m'écrivait :

« J'ai abandonné cette idée en tenant compte de plusieurs caractères : 1° hauteur de la couronne plus forte que chez les cerfs (mâchoire supérieure bien entendu); 2° présence en arrière d'un talon bien détaché (incomplet sur votre pièce); 3° Structure chagrinée de l'émail. Il est malheureux que votre pièce manque précisément de la partie essentielle, c'est-à-dire du caractère tiré de la présence ou de l'absence de la colonnette interlobaire, triangulaire chez les cerfs, souvent absente chez les antilopes et notamment dans l'*A. ardea*.

Hippopotamus major CUVIER

Représenté par une 2^e prémolaire inférieure de la coupe de bois n° 20 de la 7^e série.

La couronne de cette dent a 45 mm. de longueur et 30 mm. de largeur. Le talon a 14 mm. de hauteur à l'arrière de la couronne. Ce talon porte des traces d'usure ainsi que le

grand tubercule mousse dans sa partie supérieure ; ces traces d'usure parfaitement lisses ont été produites durant la vie de l'animal.

Le grand tubercule est flanqué à gauche d'un petit tubercule mousse latéral, à peu près dans le plan de symétrie transversal de la dent. Une erraflure empêche de décider de la présence ou non d'un autre tubercule mousse secondaire ; il n'est donc pas possible d'indiquer si cette prémolaire est la première ou la seconde.

D'après l'allure générale de la couronne vue en plan, il semble que l'on se trouve en présence de la 2^e prémolaire droite de la mâchoire inférieure.

J'ai trouvé d'autre part dans le gisement de la coupe de bois n° 14 un mauvais fragment de molaire d'hippopotame.

La prémolaire décrite ci-dessus a été examinée par les professeurs BOULE et DEPÉRET qui tous deux l'ont rapportée à *Hippopotamus major* CUVIER.

M. BOULE a écrit [12, 193] : « l'hippopotame de nos gisements quaternaires est morphologiquement identique à l'hippopotame qui vit de nos jours. L'hippopotame de nos gisements pliocènes n'en différerait pas non plus spécifiquement ; il avait seulement de plus fortes proportions... ».

Comparée à une dent similaire de l'*Hippopotamus amphibius* adulte, on voit par exemple que la couronne de la 2^e prémolaire inférieure droite de *H. major* d'Arc a une longueur supérieure de 8 à 9 mm. Dans la fig. 8 de la planche I, la dent est représentée légèrement oblique.

D'autre part M. BOULE a écrit [12, 193] : « Cet animal a pour nous une haute signification. Si à la rigueur et contre toute vraisemblance, on pourrait dire que l'éléphant antique et le rhinocéros de Merk ne dénotent pas forcément une température élevée et ont pu être adaptés à un climat froid, il n'est pas possible de produire une telle affirmation au sujet de l'hippopotame, dont toute l'organisation est faite en vue d'un habitat aquatique et qui ne peut vivre que dans le pays où les cours d'eau ne gèlent jamais ».

On peut donc penser que le climat qui régnait sur nos plateaux à l'époque où vivaient les animaux décrits était un climat chaud.

Rhinoceros cf etruscus

Au mois de janvier 1928, je fis au professeur DEPÉRET deux envois volumineux prélevés dans la couche fossilifère du

gisement de la coupe de bois n° 14. Après extraction des fossiles le professeur DEPÉRET m'écrivait ce qui suit le 31 janvier 1928 :

« Du premier envoi je n'ai rien pu tirer d'intéressant, les os fossiles très nombreux étant triturés et broyés en fragments tout à fait indéterminables. Deux gros fragments de gros os roulés indiquent un animal de grande taille : rhinocéros ou éléphant sans pouvoir préciser.

« Le second envoi est un peu moins mauvais quoique les fossiles y soient représentés par des fragments difficiles à déterminer exactement. Je crois cependant pouvoir vous indiquer :

« *Rhinoceros cf etruscus* représenté par une moitié de muraille externe de molaire supérieure tout à fait identique à celle du *rhinoceros etruscus* de Senèze comme dimensions ».

Elephas sp.

L'éléphant est représenté dans la forêt d'Arc (coupe de bois n° 14) :

1° Par un fragment de défense à section ovale ayant les dimensions 61×51 mm. Ce fragment a une longueur de 135 mm. Il était isolé et les recherches entreprises pour trouver d'autres débris de la même défense n'ont pas donné de résultat. Il n'est donc pas possible de savoir s'il s'agit d'un éléphant ou d'un mastodonte.

2° Par dix fragments de lames provenant du gisement de la coupe de bois n° 14.

L'épaisseur de la lame d'émail atteint six millimètres ; le ciment adhère encore par place à l'émail. Cette grande épaisseur de l'émail permet de supposer qu'il s'agit d'une espèce pliocène : *planifrons* ou *meridionalis*.

3° Enfin par un fragment de dent ayant une longueur de 55 mm. environ qui comporte des fragments de lames dont deux appartiennent à la même figure d'émail. J'ai pu ainsi déterminer la distance extérieure entre deux figures consécutives, l'épaisseur d'une figure d'émail et l'épaisseur de l'émail. J'ai obtenu :

1° Distance entre deux figures consécutives : 16 mm.

2° Epaisseur d'une figure d'émail : 16 à 17 mm.

3° Epaisseur de l'émail : 5 mm.

D'après l'ouvrage de MM. L. MAYET, F. ROMAN et C. DEPÉRET [78, 13], la donnée caractéristique des dents des éléphants fossiles est la fréquence laminaire que je ne puis déterminer ici avec les seuls éléments qui sont à ma disposition.

Mais l'ensemble des quelques mesures possibles a confirmé l'opinion du professeur DEPÉRET qui à l'époque n'avait vu que des lames isolées de l'éléphant d'Arc : il semble bien que l'on ait affaire à une espèce pliocène.

Ossements divers

De très nombreux ossements fragmentés ont été rencontrés dans l'un et l'autre gisement. Parmi eux se trouvent de nombreux fragments de dents qui ont particulièrement retenu mon attention. L'un d'eux m'a paru devoir être rapporté à un carnivore.

Recherches dans les Musées régionaux

Le musée de Chatillon-sur-Seine a fait parvenir au professeur DEPÉRET les ossements divers qui y étaient conservés. Le professeur DEPÉRET a bien voulu me donner le détail de ses déterminations et me faire connaître que ces pièces n'ont aucun rapport avec mes recherches.

Au musée de Chaumont j'ai relevé dans les vitrines n^{os} 44 et 55 deux fragments de dents d'éléphant ayant une grande épaisseur de lames d'émail. Il semble que l'on pourrait les rapporter à l'*Elephas meridionalis*. A signaler aussi des dents de cheval, de bœuf, de cervidés. Je n'ai fait aucune détermination sérieuse pour cette raison que ces échantillons ne comportent aucune indication de provenance.

A l'école des filles à Arc-en-Barrois, il existe une petite collection. Ce sont surtout quelques dents d'animaux du début du Tertiaire visiblement importées à Arc.

Interprétation des faits. — Age du terrain

Le premier fait qui se dégage de cette étude est l'état très fragmentaire des fossiles. Les os sont souvent broyés et apparaissent parfois dans l'ocre rouge comme une véritable bouillie d'os.

Il est extrêmement délicat de faire intervenir un processus chimique sur lequel il serait difficile d'ailleurs d'avoir des indications.

Par contre, le remaniement mécanique n'est pas douteux comme en témoigne un os converti en galet et les os nombreux qui sont plus ou moins arrondis.

Certaines dents (antilope) portent des marques de cassures anciennes comme en produiraient des chocs violents.

Aucun débris de mâchoire n'a été rencontré et les dents sont isolées.

Dans l'ocre rouge les débris se trouvent disséminés. Une hypothèse qui consisterait à considérer un processus de dissolution de la matière organique même après fossilisation ne tiendrait pas, car il y a mélange des espèces et des fragments de lames de dents d'éléphants voisinent avec des débris de dents de bovidés. Cependant certains fragments ont pu être assemblés.

Pour fragmenter et diviser ainsi des os de gros mammifères, le phénomène a dû revêtir une certaine intensité.

On sait combien les fractures sont susceptibles de jouer à nouveau au cours du temps, on pourrait penser à un écrasement des os au cours d'un mouvement tendant au resserrement des épontes. Cette hypothèse ne peut être retenue, car le mélange des espèces ne pourrait être expliqué.

On peut envisager la reprise d'un dépôt ancien, remanié et précipité dans des fractures présentant une certaine ouverture en surface. Dans cette hypothèse, seules des excavations béantes auraient permis la conservation d'un dépôt préexistant.

Une autre hypothèse serait d'imaginer les squelettes d'animaux épars à la surface du sol et un changement de climat survenant, les os dispersés, brisés et entraînés dans les fractures avec des roches de surface.

Si l'on admet comme possible la chute des animaux dans les fractures élargies, il faut nécessairement admettre que la partie supérieure de la « grouine » qui constitue le remplissage antépliocène était suffisamment imperméabilisée pour assurer l'écoulement des eaux dans une sorte de cañon. On expliquerait alors le dispersement des os et leur état fragmentaire.

Comme la meilleure hypothèse est celle qui tient compte de tous les faits, il me semble que je ne pourrai l'envisager qu'après l'étude pétrographique du remplissage.

CONCLUSION

La faune des fractures est représentée par les espèces suivantes :

Equus Stenonis COCCHI race *major* BOULE

Bos elatus CROIZET et JOBERT (= *etruscus* FALCONER)

Bos sp.

Cervus (capreolus) cusanus CROIZET et JOBERT

Cervus sp.

Antilope ardea DEPÉRET (= *Deperetia ardea* SCHAUB) ?

Hippopotamus major CUVIER

Rhinoceros cf *etruscus*

Elephas (planifrons ou *meridionalis*) ?

D'après E. HAUG [55, 1767] le Villafranchien est caractérisé par l'arrivée de types asiatiques des genres *Elephas*, *Equus* et *Bos* et par la coexistence de ces types avec les derniers mastodontes et l'éléphant méridional. E. HAUG classe le Villafranchien dans le quaternaire ancien, ce qu'il est à peu près seul à faire.

C. DEPÉRET [41, 140], divise le Pliocène supérieur en Villafranchien avec la co-existence des derniers mastodontes et des premiers éléphants (*E. meridionalis*), la migration en Europe du genre *Equus* (*E. Stenonis*) et des Bovidés (*Bos elatus*) et en St Prestien caractérisé par la disparition du mastodonte et la prédominance de l'*Elephas meridionalis* et de l'*Hippopotamus major*.

M. BOULE [14, 48] caractérise le Pliocène supérieur par *Equus Stenonis*, *Rhinoceros etruscus*, *Elephas meridionalis*. Les alluvions des plateaux représentent l'époque de l'éléphant méridional qui termine le Pliocène (Tertiaire); le quaternaire commence avec la disparition de ce mammifère. L'éléphant méridional a vécu pendant une grande phase interglaciaire.

M. GIGNOUX [49, 488] caractérise le Villafranchien qu'il confond avec le St Prestien par l'apparition de l'éléphant (*E. meridionalis*), du cheval (*E. Stenonis*) et du bœuf (*B. etruscus*), l'existence des derniers mastodontes (*M. arvernensis*) et du *Rhinoceros etruscus*.

La présence dans les formations de la forêt d'Arc de la race *major* du cheval pliocène, du *Bos etruscus*, d'un bœuf plus fort, co-existant avec le chevreuil et l'hippopotame pliocènes, indique la fin du Pliocène Supérieur.

Si l'existence des autres fossiles (*Antilope ardea*, *Rhinoceros etruscus*) est confirmée, l'âge du terrain n'en sera pas modifié.

Peut-être les formations d'Arc ne sont-elles pas éloignées de celles de St Prest.

Mais pour la suite de cette étude, il est important de noter que les terrains qui vont être étudiés sont des formations continentales.

CHAPITRE IV

Les vallées sèches et leurs dépôts

Comme je l'ai fait remarquer plus haut, les vallées sèches recoupent les formations pliocènes et elles ne leur sont jamais parallèles.

Les anciens travaux et mes fouilles montrent que lorsque les vallées sèches entament de quelques 6 à 8 mètres les formations pliocènes, celles-ci disparaissent.

L'érosion due à la vallée sèche a enlevé la partie supérieure, élargie, de la faille et partant ce qui constitue le terrain d'âge pliocène.

Le creusement des vallées sèches s'est donc bien opéré au cours du quaternaire.

Dans la région étudiée, je me suis efforcé d'apporter quelques lumières sur une question encore peu connue.

Pour L. COLLOT [36] les combes de la Côte ont été creusées de la façon suivante : « Lorsque les eaux pliocènes formaient un grand lac entre le Jura et la Côte, jusqu'au niveau où sont actuellement les villages du pied de celle-ci, les eaux courantes de la Côte ne pouvant descendre dans les fissures plus bas que ce niveau et n'ayant pas un volume bien grand de vides souterrains à remplir, se sont maintenues à la surface dans le fond des combes et y ont formé des courants capables de les creuser jusqu'au niveau actuel. Le lac vidé, elles ont partout imbibé la roche et n'ont nulle part formé de courant superficiel ».

M. L. H. MASSON [76, 178, 179, 180] écrit qu'il serait osé d'appliquer même l'épithète de vallées sèches ou mortes, tant ces formes de terrains paraissent à peine ébauchées, et étant donné qu'elles n'ont dû voir les eaux courantes que pendant une période extrêmement limitée. Il ajoute : « La première chose qui frappe, c'est la façon pour ainsi dire insignifiante par laquelle elles débutent. On dirait un coup de gouge s'allongeant parallèlement aux artères maîtresses. Nous n'avons

pas jugé supérieure à une dizaine de mètres la dénivellation maxima avec la surface horizontale des plateaux. Dans les bois du Val Coulon, les formes sont tellement adoucies qu'on se demande au premier abord si cette disposition est un effet de la surface structurale ou si elle a été acquise après coup. Mais en se rapprochant de la ligne fictive du thalweg et en la suivant, autant qu'on peut le faire, au milieu des futaies, on retrouve par place des traces d'alluvions qui prennent un caractère un peu sableux, par suite de la présence de nombreuses oolithes...

« On peut donc dire, comme conclusion, que l'érosion souterraine a soustrait les eaux de ruissellement à l'érosion subaérienne, et pour le Val Coulon, par exemple, que ces vallées sèches ont été épuisées au profit de l'Aujon, de même que celles que l'on trouve dans la forêt de Châtillon l'ont été par l'Ource et la Seine ».

M. E. CHAPUT [34, 14, 15] apporte à son tour des observations intéressantes desquelles j'extrais les passages suivants :

« L'adoucissement des versants ne se produit d'une manière notable que dans les marnes et dans les calcaires hétérogènes, gélifs, comme l'oolithe blanche. On rencontre alors, surtout dans l'oolithe blanche, des sections de vallées assez évasées, avec d'épais revêtements d'éboulis. A Prégelan, près Salives, ces éboulis, exploités comme sable, sont formés de couches successives, inclinées à 20-30° vers la vallée, distinctes par leur degré de cimentation, de rubéfaction, et par de légères différences dans la grosseur des matériaux constitutants.

« La stratification de ces dépôts ne suffit pas à les faire considérer comme des alluvions : la forme anguleuse des graviers calcaires montre que ce sont des fragments éclatés de l'oolithe blanche gélive. Pendant une période de fortes pluies, les matériaux ainsi désagregés ont été étalés sur les pentes avec un certain classement, car on voit des lits de gros graviers blancs (parfois plus de 10 mm.) surmontés par des lits de matériaux plus fins (jusqu'à 1-2 mm.) légèrement rubéfiés, sans doute par suite de l'évaporation de l'eau d'imprégnation au cours d'une période plus sèche. Un nouveau lit de gros graviers, blancs, surmonte ces matériaux fins et correspond à une nouvelle période pluvieuse ».

Mme DEBESSE-ARVISET [37, 434] a étudié les vallons secs et les sablières du Chatillonnais. Cet auteur écrit : « Les eaux coulaient au fond de ces vallons à une période relativement récente : c'est ce que prouvent les dépôts de la grotte de La

Beaume située au bord de l'un d'eux ; les cailloux roulés déposés en strates horizontales y sont mêlés aux ossements de rats d'eau...

« Le creusement de ces vallons s'est fait à une période d'intense ruissellement qui a laissé comme témoins les dépôts marqués A sur la carte géologique à 1/80.000 et que, dans le pays, on appelle « sablières », bien qu'ils ne contiennent pas un grain de sable. Ces sablières sont beaucoup plus nombreuses que la carte ne le laisse soupçonner; elles s'accumulent au bas de toute pente un peu éloignée du niveau actuel des rivières. Partout elles sont formées de petits cailloux calcaires aux angles un peu plus arrondis au débouché des grands vallons, alternant avec des lits pulvérulents en stratifications parallèles, tantôt presque horizontales, tantôt fortement inclinées sur les pentes. Les matériaux sont toujours empruntés aux pentes dominantes; si le sol change d'un versant à l'autre d'une vallée, la nature des cailloux change aussi : il ne s'agit donc pas d'alluvions fluviales; ce ne sont cependant pas des éboulis, et il est bien certain qu'actuellement ces dépôts ne se forment plus; la végétation les a même recouverts d'une épaisse couche d'humus.

« Nous avons affaire au produit d'un ruissellement intermittent, à un moment où la végétation était très réduite et où les vallons, aujourd'hui secs, pouvaient rouler beaucoup d'eau. Ce phénomène est relativement récent, puisque certaines sablières recouvrent des alluvions anciennes : il doit être contemporain de l'époque glaciaire, pendant laquelle un fort enneigement avait réduit la végétation, alors que des glissements se produisaient sur les pentes abruptes. Les crues de fonte des neiges pouvaient faire couler les eaux, même dans les vallons calcaires actuellement secs ».

Dans une courte note présentée à la Société Géologique de France (séance du 13 juin 1927) j'ai considéré des formations nommées « sablières » dans la région d'Arc-en-Barrois comme étant des couches d'alluvions, mais d'alluvions issues de deltas torrentiels. D'autre part, pour certaines d'entre elles, j'ai vu ainsi la marque d'un stade important dans l'histoire de la vallée de l'Aujon.

Depuis cette date j'ai poursuivi l'étude de ces « sablières » dont je vais rappeler la situation géographique.

Rive droite de l'Aujon : 1° A gauche de la route d'Arc à Chaumont à proximité du signal d'Arc; 2° Entre la route

de Chaumont et la route de Langres: 3° Au lieu dit Le Gros Chêne.

Rive gauche de l'Aujon : 1° Au lieu dit Beau Soleil entre la route d'Aubepierre et la route de Châtillon; 2° Au lieu dit la Combe Point Fou.

Sur la route d'Arc à Chaumont, à la hauteur du signal d'Arc, les « sables » apparaissant à gauche et à droite de la route. Du côté du signal, les couches successives d'éléments de grosseurs différentes sont inclinées de 20 à 30 % en direction de la vallée. Un point particulier ici est la cimentation de bancs entiers par de la calcite secondaire. A l'appui de l'observation micrographique vient s'ajouter l'indépendance des strates cimentés et leur pendage qui ne diffère pas de celui des couches non agglomérées. Il ne s'agit donc pas d'une roche dont la désagrégation en éléments serait avortée, mais bien d'éléments primitivement libres puis agglomérés par circulation secondaire de calcite.

Si l'on traverse la route, on arrive à la carrière Barthélemy et l'on a sous les yeux une coupe du dépôt sur les pentes supérieures de la vallée sèche. De bas en haut, des calcaires compacts du Bathonien on passe à une série très fissurée non remaniée, puis à la grande oolithe. Les « sables » reposent immédiatement sur ces blocs.

Dans la « sablière » communale au lieu dit Beau Soleil, on a trouvé il y a quarantaine d'années les ossements fossiles d'un gros mammifère non déterminé. Les couches de « sables » inclinées de 20 à 30° en direction de la vallée sèche renferment des éclats du silex local disséminés sur toute la hauteur de la formation.

La « sablière » dite du *Domaine* située dans la combe du Val-Guyot se trouve sur le versant inférieur de la vallée sèche à 50-60 m. au-dessus du thalweg de l'Aujon. Mes fouilles ont montré que sa base était au même niveau que le fonds de la combe.

De haut en bas du front de taille de la « sablière », la coupe a pu être relevée comme suit :

a) couche de terre végétale : 0 m. 20 à 0 m. 30 d'épaisseur;

b) zone brouillée de 0 m. 60 à 0 m. 80 surmontant les couches inclinées des « sables ». Dans cette zone les « sables » sont décolorés comme si le fer qu'ils renferment ordinairement était enlevé. Je pense qu'il s'agit ici d'un emprunt fait par

les racines des végétaux : on remarque en effet le même phénomène le long des racines qui ont pénétré profondément dans les « sables »;

c) on voit des couches successives variant de 0 m. 10 à 0 m. 30 au maximum formées tantôt d'éléments grossiers, tantôt d'éléments fins (ce qui est le cas le plus fréquent). Ces couches sont inclinées de 20 à 30° vers la vallée sèche. La zone moyenne est rubéfiée. Des failles à faible rejet indiquent un affaissement des couches. Vers la base de cette formation, on remarque de très faibles couches (1 à 2 cm. d'épaisseur) de limon. La base de cette formation est représentée par des éléments fins dont l'inclinaison vers la vallée est toujours forte.

Toute cette formation contient peu d'éléments qui peuvent se rapporter à des sables d'alluvions. Quant aux « sables » grossiers, il s'agit de fragments anguleux de roches calcaires.

Postérieurement au dépôt, la circulation des eaux météoriques a cimenté ces éléments avec de la calcite ou les a enrobés dans un très léger résidu argilo-ferrugineux.

Ces couches ont 6 m. environ d'épaisseur.

d) Avec leur inclinaison notée de 20 à 30°, les couches ci-dessus reposent sur un limon finement sableux, calcaire, *horizontal* d'une épaisseur de 0 m. 10 à 0 m. 20.

e) Le limon repose sur des « sables » grossiers horizontaux qui passent rapidement à un cailloutis avec quelques éléments fins et à la roche en place du Bathonien moyen. L'épaisseur de cette dernière série est de 0 m. 60 environ jusqu'au fond rocheux.

C'est précisément à la coupure stratigraphique représentée par les couches inclinées et le limon horizontal que se trouve le niveau fossilifère.

Exploré sur une surface de 25 à 30 m², le limon sableux a livré à sa partie supérieure (pl. II, fig. 1, 2 et 3) les radius, cubitus et humérus d'un grand bovidé ainsi qu'un gros fragment de la clavicule.

Un canon appartenant au même mammifère était fragmenté. La cassure ancienne et l'infiltration des sables dans l'intérieur de l'os indique un ravinement du limon par les « sables ».

La région fossilifère présente une dépression nette sans laquelle il semble que les os fossiles auraient été entraînés.

Le limon *horizontal* tranche nettement avec la forte inclinaison des « sables ». A sa partie inférieure on rencontre

d'assez nombreux fragments du silex local dont la position stratigraphique est actuellement à Sautreuil, soit environ 70 à 80 m. plus haut. Les éclats de silex sont également présents dans les 0 m. 60 de « sables » et cailloutis qui terminent la formation meuble avant la roche en place.

Dans ces 0 m. 60 de « sables » et cailloutis se trouvent des témoins d'une roche dure et altérée, semblable à celle que l'on voit actuellement sur les plateaux au niveau du silex. J'y ai relevé la présence de *Zeilleria digona*.

Il est donc permis de penser que le dépôt inférieur au limon a été emprunté au plateau, à sa bordure entamée par la vallée sèche.

Ces roches montrent à leur surface des cavités circulaires comme un ruissellement intermittent peut en produire.

Le limon est composé :

1° — d'une très fine poussière dont 80 % des éléments environ égalent 0 mm. 05 à 0,01 et < 0,01 et 20 % dépassent 0,05;

2° — d'oolithes calcaires simplement mises en liberté sur place par émigration du ciment;

3° — de quelques éléments anguleux d'un calcaire oolithique à ciment de calcite grenue dont la migration peut donner naissance aux oolithes mentionnées ci-dessus. Au microscope on voit que ces dernières présentent un aspect net de calcaire dépoli.

Les éléments fins peuvent parfaitement provenir d'un loess, mais d'un loess remanié, emprunté par le ruissellement (comme le calcaire oolithique et les oolithes) aux pentes voisines et étalé comme une vase.

Ce qui montre bien le remaniement, c'est la stratification très fine, mais très nette du dépôt.

J'ai remarqué aussi des petites failles dans le limon qui sont dues probablement à des phénomènes de tassement comme cela se produit dans les « sables ».

L'analyse chimique de ce limon montre que tous ses constituants sont de provenance locale, ce qui n'exclut pas la possibilité d'emprunt à un loess formé en pays calcaire.

SiO ² libre.	SiO ² comb.	Al ² O ³	Fe ² O ³	Mn ² O ⁴	CaO	MgO	CO ²	H ² O	Total
0	41,30	4,40	1,60	tr.	46,30	tr.	31,90	4,80	100,00

Des lames minces taillées dans divers éléments des « sables » montrent qu'ils ne résultent pas de la fragmentation d'un calcaire par évolution, puis émigration du ciment.

Ils résultent soit de l'éclatement d'un calcaire finement colithique, soit dans un nombre de cas plus restreint de la dissolution du ciment et de la mise en liberté des éléments qui entrent dans la composition de l'oolithe miliare : oolithes ou plutôt fausses oolithes et fossiles divers parmi lesquels prédominent les brachiopodes et les lamellibranches.

J'ai comparé les éléments des « sables » à ceux qui résultent de la désagrégation des roches oolithiques des contructions qui sont soumises à la gelée dans la région. Si l'on met de côté le phénomène de transport et de classement, on retrouve dans l'un et l'autre produit sensiblement les mêmes caractères : fragmentation des calcaires finement oolithiques et mise en liberté des fausses oolithes et des fossiles dans les calcaires oolithiques grossiers.

Il apparaît donc que les « sables » résultent bien des alternances de gel et de dégel, le gel ayant eu pour résultat la fragmentation des calcaires et le dégel de créer la source du transport.

Si les couches de « sables » sont alternativement formées d'éléments grossiers et d'éléments fins, cela peut simplement provenir de la nature variable des bancs auxquels les « sables » empruntaient leurs éléments.

On n'a même pas besoin de recourir à un classement par glissement des matériaux sur les pentes.

Dans tous les cas, ces pentes ont certainement existé, ce qui suppose à la fois une topographie différente et la disparition d'une masse considérable de ces « sables ». La conservation de ceux que nous observons est due à leur présence dans une vallée sèche.

Examen du bovidé fossile :

Les dimensions principales des os fossiles sont les suivantes :

Humérus :

Longueur absolue : 410 m/ms;

Diamètre transversal de l'extrémité supérieure: 115 m/ms;

Diamètre transversal maximum de l'extrémité inférieure :
110 m/ms;

Diamètre transversal au niveau du tubercule deltoïdien :
98 m/ms.

Radius et cubitus assemblés :

Longueur absolue : 500 m/ms.

Radius :

Diamètre transversal de la tête : 104 m/ms;

Diamètre transversal du corps : 60 m/ms;

Diamètre transversal de l'épiphyse inférieure : 95 m/ms ;

Longueur absolue : 375 m/ms.

Cubitus :

Hauteur de la grande cavité sigmoïde : 47 m/ms;

Grand diamètre antéro-postérieur de l'olécrane : 100 m/ms;

Petit d° d° d° 65 m/ms.

Comparé au bœuf actuel, bœuf normand de grande taille d'après HUE [56, II, pl. 121 et 107], le bovidé d'Arc est de plus grande taille ainsi que cela ressort des chiffres suivants :

Longueur des radius et cubitus assemblés :

Bœuf normand :

445 mm/s.

Bovidé d'Arc :

500 m/ms.

Longueur de l'humérus :

Grand bœuf de Cholet :

360 m/ms.

Bovidé d'Arc :

410 m/ms.

Ces dimensions éloignent ce bovidé du bœuf musqué (*Ovis moschatus*), mais on peut hésiter entre le *Bos primigenius* et le *Bison priscus*.

D'après M. BOULE [12, 232] : « Le bison est plus petit, son squelette est plus grêle que celui du bœuf primitif, mais il y a de telles variations, dans la taille et les proportions des deux espèces qu'une détermination basée simplement sur les os des membres manque de certitude ».

Cependant d'après Mlle ALIMEN qui a bien voulu examiner les os fossiles d'Arc, on peut penser qu'il s'agit d'un bison, pour les raisons qui suivent :

Les dimensions du membre antérieur de ce bovidé n'excèdent pas celles de certains bisons actuels. Plusieurs caractères permettent de rapporter ces os au genre *Bison*, parmi lesquels on peut signaler :

Pour l'humérus :

1° — la grande saillie du côté postérieur de la tête articulaire de l'extrémité supérieure :

2° — la forme de l'épicondyle à l'extrémité inférieure.

Pour le radio cubitus :

1° — la non soudure des deux os ;

2° — la très faible épaisseur de l'olécrane ;

3° — la forme du profil de l'olécrane ;

4° — l'existence d'une facette articulaire spéciale au bison dans l'articulation du cubitus et de l'humérus.

Les fragments de l'omoplate ne permettent pas de tirer des caractères de détermination.

D'après M. BOULE [12, 235] « les deux formes paraissent aussi anciennes l'une que l'autre dans le Quaternaire de nos pays ».

Relation des vallées sèches avec les rivières souterraines.

J'ai eu l'occasion d'observer à différentes reprises les relations des vallées sèches avec les rivières souterraines. Les faits les plus saillants peuvent être résumés comme suit :

1°. — L'importante vallée sèche qui passant à l'E. de Richebourg se raccorde avec la Suize près de Chaumont peut être explorée grâce au puits de la ferme du Val des Dames. Ce puits à qui on donne une profondeur de 80 m. semble atteindre un cours d'eau souterrain.

2°. — Près de la ferme du Bel-Air située à proximité de Châteauvillain, j'ai exploré un puits naturel perforé par l'érosion karstique dans les calcaires du Bathonien. Ce puits naturel placé à l'amorce d'une vallée sèche qui devait se raccorder avec La D'huy, affluent de l'Aujon, correspond, à un cours d'eau souterrain.

3°. — Sur la rive gauche de l'Aujon, la vallée sèche qui découpe « La Garenne » aboutit dans la prairie à un affluent périodique de l'Aujon. Les travaux exécutés pour la confection d'une route qui suit la vallée sèche ont révélé la trace de griffons correspondant à des résurgences anciennes.

On pourrait sans doute multiplier ces exemples qui illustrent l'évolution des vallées sèches.

Elles seraient mortes souvent de l'infiltration des eaux à travers les assises calcaires puisqu'à ces vallées fossiles a succédé une évolution souterraine.

CONCLUSIONS

On voit qu'il faut considérer deux choses :

1° La vallée sèche elle-même qui est le fruit d'une période de creusement ;

2° Les « sables » qui marquent un remblaiement transversal de la vallée.

A une période de pluies a donc succédé une période froide pendant laquelle les roches étaient fragmentées. Le dégel aidant, les matériaux étaient transportés. Ils ne pouvaient s'accumuler que dans les dépressions des vallées où ils se sont ainsi trouvés conservés.

La coupure stratigraphique très nette de la vallée du Val-Guyot permet de saisir le passage de l'une à l'autre période.

En l'absence de silex taillés et à l'aide de fragments fossiles d'un seul bovidé, il est difficile de situer ces événements dans le temps.

Cependant on sait que le froid apparaît dès le Moustiérien, époque pendant laquelle l'homme se réfugie dans les cavernes.

Il semble donc que ce soit au Moustiérien que se place la coupure stratigraphique constatée. Ce point de vue est tout à fait compatible avec l'existence du *Bison priscus* et avec les données topographiques qui montrent le recoupement et l'érosion des formations pliocènes par les vallées.

Mais cette évolution a pu se continuer au cours de l'Aurignacien et du Magdalénien jusqu'à l'aurore des temps Néolithiques.

Il faut attendre pour conclure d'autres découvertes qui peuvent se produire dans les dépôts de même nature qui sont peu élevés au-dessus du thalweg des cours d'eaux.

CHAPITRE V

Evolution continentale des sédiments calcaires

Les recherches dont l'exposé suit ont été faites dans les coupes de bois des séries numéros 7, 9 et 11 de la Forêt d'Arc et de Chateauvillain et sur les matériaux que j'y ai prélevés.

Dans ce territoire restreint, je me suis efforcé de suivre les formations pas à pas et dans la plupart des cas j'ai été amené à entreprendre des fouilles pour obvier au défaut de coupes naturelles.

Ce qui frappe au premier abord lorsque l'on parvient aux épontes des larges fractures qui affectent comme nous l'avons vu le sous-sol de la forêt, c'est la modification profonde des sédiments calcaires qui composent ces épontes. La seconde impression que l'on recueille, c'est que ce « métamorphisme » suivant le terme périmé, ne s'étend pas loin dans les bancs. Il semble qu'un petit nombre de lames minces ajoutées bout à bout suffit pour mener du contact du remplissage au calcaire normal.

M. L. DÉVERIN [43, 29] a bien montré que l'enquête par lame mince sur les roches ne porte pour chaque lame que sur 0 cm³ 012 environ. Cet auteur préconise après M. L. CAYEUX [29, 5 et suiv.] la désagrégation de la roche chaque fois que cela est possible. Dans les roches que j'ai été amené à étudier sur les plateaux bathoniens, seule la coupe mince était réalisable. Il ne semble pas d'ailleurs que pour les études des épontes au départ des fractures, ce soit le volume qui intervienne, mais bien la longueur de la lame. A ce compte on peut parfaitement explorer la zone utile avec l'avantage d'avoir sous les yeux l'état même de la roche, sans remaniement préjudiciable à l'interprétation des résultats.

L'étude micrographique des roches a toujours été accompagnée d'essais microchimiques, d'essais pyrognostiques au

chalumeau et le plus souvent d'analyses chimiques complètes. Au cours de ces recherches j'ai reconnu la valeur de cette phrase de M. L. CAYEUX : « Notons-le bien vite, aucune des méthodes en usage n'est susceptible de la précision d'une analyse chimique quantitative ». [29, 98].

Dans la région définie ci-dessus, le substratum représente une surface structurale, l'érosion s'est arrêtée sur un banc particulièrement résistant du Bathonien. Comme je l'ai fait remarquer précédemment, lorsque l'on parvient au voisinage des pentes, ce banc se désorganise sur place et la dalle résistante alors fragmentée n'est plus recouverte par les limons.

Mais si l'on considère les plateaux depuis la côte rauracienne jusqu'aux affleurements bajociens, on a sous les yeux une surface substructurale (L. AUFRÈRE). En effet, au pied de la côte on trouve successivement en affleurement: le Callovien ou l'Oxfordien, le Bathonien supérieur avec ses calcaires blancs compacts de Chateaufvillain et ses calcaires gris, rosés, oolithiques du plateau entre Chateaufvillain et Rouville.

Mais dans les séries 7 et 9 en particulier, l'érosion a respecté une large surface structurale sur les plateaux, dont une coupe type est donnée par la carrière du Long-Boyaux (presqu'en face du début de la ligne forestière 1-2).

Sous les limons apparaissent un ou deux bancs très durs non oolithiques, comprenant, surtout le banc supérieur, des cavités de dissolution; ces bancs reposent sur une dalle compacte sans oolithes.

Une autre coupe caractéristique est donnée, dans la coupe de bois n° 20 de la 7^e série, d'abord par le puits qui permet l'accès et l'étude de la faille et par les travaux que j'ai fait exécuter dans la coupe n° 20 en bordure de la ligne forestière 20-25 qui mène, du poste forestier de la Vendue, à la route de la Passarde.

On peut donc suivre l'évolution de la texture des bancs et s'assurer de leur continuité. L'évolution de la roche au départ des fractures peut être suivie à l'œil nu, ou à la loupe, dans sa généralité. L'étude des détails réclame évidemment l'intervention du microscope et de l'analyse chimique.

Enfin l'étude du remplissage des fractures m'a conduit à observer des phénomènes importants touchant l'évolution des témoins calloviens tombés dans ces fractures.

Etude du calcaire normal

Tout d'abord, il convient de noter que partout où le limon recouvre la dalle calcaire, on constate à la partie supérieure des roches, au contact du limon, l'« altération pâteuse », la roche est recouverte d'un enduit blanchâtre pulvérulent, ce qui faisait écrire à M. FLEURY [47, 207] : « La roche devient farineuse... ».

Ainsi que je l'ai noté [23, 1140], si l'on fait exécuter des lames minces à cheval sur la roche et sur son recouvrement pulvérulent, on voit que d'une part le calcaire est constitué par des très petits éléments de calcite ayant des contours quelconques et que d'autre part l'« altération pâteuse » est caractérisée par la mise en liberté de ces éléments qui donnent lieu à une pâte si la roche est soumise à l'humidité.

Il y a donc en somme émigration du ciment, qui dans certains cas, n'existe qu'à l'état de traces. Je montrerai plus loin que les sables dolomitiques ne se forment pas autrement.

Mais ce n'est pas tout, on constate une certaine modification dans le calcaire compact, sur une épaisseur déterminée au départ du recouvrement pulvérulent.

Cette modification des caractères généraux de la roche se traduit par une transformation du ciment. Le ciment s'éclaircit, le calcaire renferme bien comme ailleurs des microorganismes, des fragments de microorganismes, des débris de test tels que des couches lamelleuses de lamellibranches ou des canaux de brachiopodes, mais tous ces éléments apparaissent mieux dans un ciment plus clair. On passe progressivement ensuite au calcaire normal, tel que je vais le définir.

Provenance des échantillons analysés :

Les échantillons étudiés ont été prélevés systématiquement sur les plateaux des 7^e, 9^e et 11^e série de la forêt qui entourent Arc-en-Barrois au N.W., au N. et au N.E. J'ai prélevé les échantillons en dehors de l'action de l'« altération pâteuse » telle que je viens de la définir ci-dessus en choisissant donc le cœur de la roche.

D'autres échantillons appartenant aux bancs fracturés étaient prélevés suffisamment loin des épontes et à une distance respectable des limons de recouvrement.

Caractères lithologiques des échantillons :

A l'œil nu ou à la loupe on voit une quasi identité entre les différents échantillons. Il s'agit d'un calcaire compact à grain relativement fin, non oolithique. De couleur blanchâtre, il est souvent légèrement ferrugineux par place. En surface il n'est pas rare de rencontrer de fines alvéoles en partie remplies par de la calcite et un enduit ferrugineux. L'examen approfondi de ces alvéoles qui sont prononcées dans les calcaires de la coupe de bois n° 17 de la 7^e série, semble montrer qu'elles peuvent être à l'origine des tubulures des « moches à trous » si communes sur les plateaux.

A la loupe, on distingue dans ce calcaire des fines plages de calcite tranchant vivement sur le grain fin du calcaire.

Analyse chimique :

J'ai comparé la composition chimique de ce calcaire avec celle d'un calcaire particulièrement pur de la région, placé plus bas dans l'étage Bathonien. Il s'agit du calcaire de la carrière Barthelemy située à droite de la route d'Arc à Chaumont en face la « sablière ». Cette comparaison montre que si la magnésie et l'alumine ainsi que l'anhydride sulfurique et phosphorique sont un peu plus fortes dans les calcaires des plateaux, la teneur en fer reste la même en dehors des petites alvéoles dont j'ai entretenu ci-dessus le lecteur.

a) Calcaire normal des plateaux :

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Mn ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₂	PO ₂	BaO	Cl ₂	H ₂ O	Total :
0,45	1,05	0,35	0,05	54,5	0,25	0,06	0,01	0	43	0,15	99,87

b) Calcaire de la carrière Barthélemy :

0,45	0,80	0,35	0,05	54,6	0,21	tr.	tr.	0	43,08	0,25	99,79
------	------	------	------	------	------	-----	-----	---	-------	------	-------

Etude micrographique :

1° Calcaire de l'extrémité W. de la route des Religieuses, près des Champs à la Geline, territoire de Cour l'Evêque.

Calcaire homogène composé de fins éléments de calcite qu'on ne distingue qu'avec un très fort grossissement, en lumière convergente.

Par endroits on voit répartis d'une façon quelconque des plages de calcite en plus gros éléments.

De nombreux microorganismes sont peu discernables, car ils sont noyés dans le ciment formé au sein des eaux.

On voit quelques dendrites de manganèse et quelques plages ferrugineuses qui n'ont aucun rapport avec les microorganismes. Ces derniers n'ont aucune élection pour le fer ou pour le manganèse. En particulier les contours des microorganismes ne sont jamais l'objet d'un dépôt. Si une plage ferrugineuse oblitère en partie un microorganisme, le contact est quelconque et la plage ferrugineuse déborde çà et là.

On remarque également quelques débris de coquilles de lamellibranches, de gastéropodes ou de brachiopodes.

2° Calcaires de la coupe 14 de la 7^e série dite de la Vendue.

Calcaire ressemblant beaucoup à l'échantillon ci-dessus. Les plages de calcite, plus grandes que les éléments ordinaires, sont cependant plus nombreuses. Présence de quelques dendrites de manganèse.

On voit quelques plages rares clastiques de quartz en petits éléments. Les microorganismes sont également noyés dans le ciment et partant peu discernables. Débris de test de brachiopode et couché lamelleuse de lamellibranche.

3° Calcaire provenant des fouilles effectuées au commencement de la ligne forestière 1-2, près de la route du Long-Boyou, coupe de bois n° 2 de la 8^e série.

4° Calcaire provenant de la coupe 20 de la 7^e série, banc supérieur à une certaine distance de la fracture.

5° Calcaire provenant de la coupe 14 de la 9^e série, de part et d'autre de la fracture.

6° Calcaire provenant de la coupe 14 de la 9^e série, banc en place dans la plus importante des excavations.

Ces échantillons n'ont rien de particulier. Seul le nombre des microorganismes (foraminifères généralement) diffère suivant les préparations, comme d'ailleurs le nombre ou la forme des débris de test de lamellibranches, de brachiopodes, ou de gastéropodes. On remarque aussi des bryozoaires, des piquants et des plaques d'oursins, des sections transversales de tiges de crinoïdes, etc....

En résumé, le calcaire normal des plateaux dans la région des fractures reconnues dans les séries citées présente les caractères suivants :

Absence totale d'oolithes ou de fausses oolithes ;

Présence de quelques plages occupées par des hydroxydes de fer et de manganèse, sans élection pour les microorganismes ;

Présence de rares plages clastiques de quartz ;

Présence de microorganismes ou de débris de test de divers fossiles, noyés dans un ciment homogène à grain assez serré.

L'étude du calcaire de part et d'autre de la faille de la coupe de bois n° 20 (7^e série) m'a d'ailleurs permis d'avoir une confirmation du faible rejet déjà constaté sur le terrain par L. AUFRÈRE et moi.

Première évolution du calcaire normal :

Ce qui frappe, ainsi que j'ai eu l'occasion de l'indiquer, c'est le caractère très spécial du calcaire des épontes des fractures par rapport au calcaire normal des mêmes bancs, lorsqu'on l'observe à une certaine distance des épontes.

La transformation est si manifeste, qu'on peut la suivre facilement à l'œil nu, et à plus forte raison par l'emploi de la loupe.

Si, inversement, on commence par l'étude du calcaire normal, il est possible, mais seulement au microscope, de saisir les premières manifestations de l'évolution des calcaires.

Il est nécessaire de faire tous les prélèvements à une certaine profondeur dans la roche, c'est-à-dire à une certaine distance du contact avec les limons superficiels.

Etant donné que la longueur utile découpée dans la roche par une lame mince est de 0 m. 02 et que la distance à explorer est de quelques décimètres dans certains cas, on conçoit que l'on puisse parfaitement explorer convenablement la zone intéressante. Si la zone explorée dépasse une longueur de 1 m., on peut sans inconvénient espacer les prélèvements, à condition d'établir soigneusement des points de repère qui permettent de revenir — s'il y a lieu — aux points qui retiennent particulièrement l'attention.

Il convient d'insister sur les faits suivants :

1^o Les bancs supérieurs du Bathonien des plateaux des séries des coupes de bois étudiées sont souvent continus au départ des fractures sur plusieurs mètres comptés à partir de la fracture ;

2^o Le calcaire est homogène et comparable sur des distances importantes.

Ceci posé, la première modification que l'on observe en

partant du calcaire normal est un resserrement du grain dans certaines régions, d'une façon presque imperceptible. Seule l'observation au microscope, en lumière naturelle, permet de saisir les premières manifestations de resserrement du grain du calcaire par plages d'abord assez considérables, qui se fragmentent peu à peu, en avançant vers la fracture.

Le resserrement du grain dans des zones déterminées amène d'ailleurs un éclaircissement du calcaire à la périphérie des zones dont les angles sont toujours arrondis.

C'est ce même calcaire, dont l'état cristallin continue à se modifier, qui deviendra plus tard un véritable ciment.

En bordure des zones dont le grain est devenu plus fin, on voit nettement un cordon qui souligne ces zones. Un examen attentif montre qu'il ne s'agit pas d'une minéralisation périphérique du calcaire comme j'aurai l'occasion de l'observer dans la suite. Aux forts grossissements on reconnaît dans le cordon le caractère du calcaire normal, mais le calcaire y acquiert son maximum de compacité. Le resserrement y est maximum.

Tout se passe donc comme s'il survenait un changement d'état cristallin du calcaire dont les parties affectées à l'origine seraient les zones hétérogènes désignées pour être le futur ciment dont le développement des éléments permettra plus tard de lui donner ce nom. Si l'on adopte ce point de vue, ce serait cette modification cristalline qui amènerait une pression périphérique des zones homogènes dans un stade plus avancé de la fragmentation lorsque le cordon entoure complètement ces zones circulaires, ou presque, dans la coupe et en réalité quasi sphériques dans la masse du calcaire.

Lorsque le phénomène devient plus apparent, on pourrait penser à un calcaire composé de fausses oolites ayant existé dès l'origine du sédiment, au même titre que les fossiles et les microorganismes, si la fragmentation du calcaire n'était facile à suivre dans son évolution.

Dans la fig. 1 de la planche IV, on voit une zone fragmentée, compacte, dont le cordon périphérique accuse le maximum de resserrement du grain.

On reconnaît dans cette zone l'allure générale du calcaire normal. En dehors, le calcaire comporte déjà de nombreux indices du développement de la calcite grenue, qui plus loin constitue le ciment. Cette calcite a souvent tendance à se

développer de plus en plus à la périphérie du cordon. Elle accentue encore ainsi l'individualisation des zones, elle éclaire de plus en plus le calcaire qui entoure les zones fragmentées dans le champ du microscope.

La fig. 1 de la planche IV montre un stade déjà quelque peu avancé, car on peut observer ailleurs le début même de l'évolution cristalline du calcaire.

Second stade

Dans le second stade, on assiste à la fragmentation des grandes zones dont il a été question ci-dessus. A une zone encore importante se rattache une série de pseudo-oolithes dont quelques-unes sont encore réunies à la masse principale par une sorte de presqu'île. Il convient de noter que le grain du calcaire est d'autant plus fin que les plages circulaires, subcirculaires ou quadrangulaires sont plus petites. C'est là un fait très général qui montre bien la compression périphérique dont elles sont l'objet.

Dès maintenant on peut parler d'un véritable ciment qui au moins partiellement est composé de calcite grenue.

Troisième stade

Dans ce troisième stade, j'ai compris la dernière phase de l'évolution du calcaire, car on se rapproche du bord de la fracture. Cette région est caractérisée par une fragmentation complète, on ne voit plus que des pseudo-oolithes dont la coupe est circulaire ou quadrangulaire avec des angles arrondis. Les sections de tiges de crinoïdes, les foraminifères, tous les débris de fossiles où les microorganismes sont libérés exactement comme ils le sont dans les minerais de fer sédimentaires.

Le ciment est entièrement composé par la calcite grenue.

Les coupures ou stades que j'ai introduits dans ma description sont purement artificiels: ils ne m'ont servi que comme moyen d'exposition.

Le phénomène est donc d'une remarquable continuité.

J'ai fait d'autre part débiter l'évolution calcaire en partant du calcaire normal parce que j'ai cru devoir d'abord définir ce dernier.

Il paraît évident que la cause du phénomène vient de la fracture elle-même et non du calcaire normal.

Il semble que l'on doive l'évolution du calcaire aux eaux

météoriques dont la circulation dans les roches amènerait un changement profond dans l'état cristallin du calcaire.

Je noterai enfin que la pénétration est variable d'un point à un autre et qu'il arrive que l'on puisse saisir le phénomène en entier sur quelques décimètres seulement au départ des fractures. L'évolution semble dépendre comme l'avait remarquer VAN HISE de l'état de fissuration du calcaire qui elle même peut être fonction de son homogénéité.

Le troisième stade dans l'évolution est d'ailleurs lié intimement à la minéralisation des éléments ainsi libérés.

Minéralisation du calcaire

La minéralisation du calcaire des épontes est vraiment très poussée sur une épaisseur de deux à trois centimètres au maximum. Sur cette épaisseur comptée, au départ de la fracture, la roche est franchement noire et on peut suivre ensuite à l'œil nu au moins sur 0 m. 20 d'épaisseur la pénétration de la minéralisation dans la roche par de fines imprégnations disséminées.

J'ai montré précédemment qu'au départ de la fracture la fragmentation du calcaire était de moins en moins prononcée jusqu'à une zone, située à une distance variable de la fracture, qui est occupée par le calcaire normal.

De la même façon, la minéralisation du calcaire décroît à partir de la bande noire dont il est question ci-dessus jusqu'à un certain point, situé également à une distance variable, mais qui est toujours beaucoup plus petite que la distance représentée par l'évolution pure et simple du ciment calcaire.

Quelques lames minces ajoutées bout à bout permettent donc cette fois d'explorer entièrement la zone atteinte par la minéralisation du calcaire.

Au départ du calcaire normal on voit d'abord, au microscope, se dérouler la fragmentation progressive du calcaire, puis à un certain point commence la minéralisation.

Il s'agit d'abord d'un très léger dépôt à la périphérie des pseudo-oolithes. Ainsi que je le montrerai dans la suite, ce dépôt est tantôt un hydroxyde de manganèse, tantôt un hydroxyde de fer.

Généralement la minéralisation d'une pseudo-oolithe s'étend d'abord à la périphérie entière avant de pénétrer son intérieur.

Mais il arrive aussi que l'on ait d'emblée une minéralisation du centre de la fausse oolithe. La minéralisation est alors très

capricieuse tout comme M. CAYEUX l'a montré pour les minerais de fer sédimentaires [30, 14].

La fausse oolithe peut d'ailleurs, comme je l'ai fait remarquer et comme cela existe également dans les minerais de fer sédimentaires, être constituée par du calcaire à grain fin d'un aspect dépoli, par un débris de fossile (tige de crinoïde ou piquant d'oursin) ou par un microorganisme.

Si on se rapproche encore de la fracture, les fausses oolithes sont entièrement minéralisées tantôt par le fer, tantôt par le manganèse. Après des essais microchimiques, des essais au chalumeau ou des analyses chimiques, la discrimination se fait avec une sûreté parfaite, au microscope, entre ces deux hydroxydes : l'un (manganèse) apparaît avec un beau noir foncé, l'autre (fer) est d'une couleur brunâtre.

Jusqu'ici, le ciment est entièrement composé de calcite grenue sans aucune minéralisation visible.

Mais en approchant la paroi même de la fracture, le ciment lui-même est envahi et on termine l'exploration de l'éponte par une zone entièrement minéralisée, formant des excroissances à la surface de la roche, vers le remplissage de la fracture.

On a alors l'impression que ces excroissances ont plus d'un rapport avec les pisolithes de limonite qui abondent dans le remplissage des fractures.

Je montrerai plus loin que cette impression est devenue une certitude.

Un dernier point qui a son importance est la présence de quartz de néoformation en fines plages dentelées, parfois avec traces de calcite, dans l'éponte, au voisinage immédiat de la fracture.

De la même façon, l'analyse chimique de cette zone accuse une teneur plus élevée en silice que tout autre partie de la roche.

La disposition relatée ci-dessus : calcaire normal, calcaire fragmenté, calcaire minéralisé, calcaire entièrement transformé par substitution complète, est susceptible de subir certaines modifications. C'est ainsi qu'il arrive au calcaire fragmenté de passer à l'argile ocreuse du remplissage par un seul intermédiaire : une zone de calcite grenue et ferrugineuse qui se relie intimement de part et d'autre au calcaire et à l'ocre. Cependant même dans ce cas, les fausses oolithes sont au moins légèrement minéralisées à leur périphérie : sur les bords de la fausse

oolithe vue en coupe, on voit un mince liseré ferrugineux ou manganésifère.

Lorsque j'étudierai le remplissage des fractures, je montrerai que la source du fer et du manganèse est connue et qu'elle varie seulement en puissance d'un point à un autre. C'est cette variation qui mène tantôt à la formation de pisolithes, tantôt à la formation d'une argile ferrugineuse. L'étude complète du remplissage, lorsqu'elle sera terminée, me permettra d'en tirer cette conclusion.

Caractère lithologique des échantillons étudiés :

Tous les matériaux étudiés dans ce chapitre ont été prélevés dans la coupe de bois n° 20 de la 7^e série.

Le calcaire normal est un calcaire dur, blanchâtre, à cassure esquilleuse que j'ai eu l'occasion de décrire précédemment. Dès que la fragmentation systématique que je viens de mettre en évidence est suffisamment prononcée, ce calcaire que l'on voit à la loupe composé de fausses oolithes, devient plus dur encore et plus résistant. La cassure est coupante, les éclats sont tranchants comme des silex. Il présente même quelquefois une cassure conchoïdale. Cela semble être dû à la grande compacité acquise par ce calcaire.

Analyses chimiques

J'ai donné précédemment une analyse complète du calcaire normal des plateaux. J'ai précisément choisi l'analyse du banc calcaire affecté par une faille dans la coupe de bois n° 20 de la 7^e série. Il s'agit de la bordure E de la faille. L'étude micrographique qui va suivre porte sur des échantillons prélevés systématiquement comme je l'ai indiqué, échantillons qui proviennent également du même banc.

Pour ne pas me répéter, en effet, j'ai dû choisir une étude type d'une éponte de l'une des fractures.

Je vais rappeler ci-après les résultats de l'analyse complète du calcaire normal de la coupe n° 20 de la 7^e série qui ne présente que des différences minimales par rapport aux analyses des calcaires des plateaux voisins. J'établirai une comparaison entre cette analyse et celle du calcaire fragmenté et du calcaire minéralisé.

1° Calcaire normal non fragmenté :

SiO ²	Al ² O ³	Fe ² O ³	Mn ² O ⁴	CaO	MgO	SO ³	P ² O ⁵	Bao	CO ²	H ² O	Total :
0,45	1,05	0,35	0,05	54,50	0,25	0,06	0,01	0	43	0,15	99,87

2° Calcaire fragmenté peu minéralisé :

0,40	0,90	0,38	0,15	54,60	0,21	0,06	0,01	0	43	0,80,15	99,94
------	------	------	------	-------	------	------	------	---	----	---------	-------

3° Calcaire minéralisé, éponte d'une fracture :

1,05	0,47	6,90	3,99	48,75	0,36	0,10	0,12	0	39,0	0,12	99,96
------	------	------	------	-------	------	------	------	---	------	------	-------

Il y a lieu de remarquer dans ces analyses :

1° une augmentation très nette de la silice au point présentant une minéralisation maximum ;

2° une diminution de la teneur en alumine ;

3° une teneur en fer et en manganèse importante ;

4° toujours pour le calcaire minéralisé, une teneur en CaO moindre qui indique évidemment la substitution des sels de fer et de manganèse au carbonate de chaux ;

5° une augmentation notable en SO³ et en P²O⁵ pour le calcaire minéralisé. Je montrerai que cet apport est logique en regard de la source de la minéralisation.

Essais au chalumeau et essais spectroscopiques :

Les essais que j'ai effectués sur un échantillon fortement minéralisé m'ont donné les résultats suivants :

1° Au tube fermé on constate en chauffant un dépôt de gouttelettes d'eau indiquant un hydroxyde ;

2° Sur le charbon, avec une coupelle et au borax, on a en flamme oxydante, puis en flamme réductrice, à chaud et à froid : les couleurs caractéristiques du manganèse (dominant) et du fer.

Les sels de manganèse et de fer qui par substitution prennent la place du carbonate de chaux sont donc bien des hydroxydes.

Ces hydroxydes ne peuvent pas être rapportés à l'Acerdèse (MnO, OH) car ils ne sont pas cristallisés. On peut penser au Psilomélane (manganèse hydraté barytifère) amorphe, mais l'espèce minérale à laquelle nous avons affaire ne donne pas la flamme vert pâle du Baryum et ce corps n'a jamais existé même à l'état de traces comme l'ont montré les essais spectroscopiques qu'a bien voulu faire, sur les calcaires minéralisés et sur les produits ferrugineux d'Arc, M. BOSSUET, collaborateur de M. le Professeur JOLIBOIS, à l'École des Mines. Le Cobalt n'ayant pas été rencontré, on ne peut songer à l'asbolane. Il

ne reste plus que le Wad (mélange de peroxyde et de protoxyde de manganèse hydraté) et c'est à cette espèce d'ailleurs mal définie qu'il faut s'arrêter. Les produits des gisements d'Arc tachent bien les doigts comme le Wad et on sait que l'on rapporte au Wad les dendrites de manganèse des calcaires.

***Dosage du fer et du manganèse
dans un calcaire du Bathonien tombé dans la fracture :***

Ce calcaire qui paraît provenir des termes les plus élevés du Bathonien a donné à l'analyse les résultats suivants :

Fe^2O^3 Mn^2O^4 CaO CO^2 H^2O

3,00 0,60 54,40 41,20 0,80

Ceci me permet de noter le fait que les calcaires tombés dans les fractures sont également minéralisés, au même titre que les épontes des calcaires en place.

Je montrerai dans la suite comment dans les calcaires calloviens tombés dans les fractures, le manganèse prend souvent la place du fer dans des oolites de formation marine amenant ce que j'appellerai une minéralisation secondaire des oolites.

Etude Micrographique :

Provenance des échantillons : coupe de bois n° 20 de la 7 série. Ces échantillons sont en relation avec la faille élargie, de direction N. NW., côté E. de la faille.

Echantillon n° 1

Caractéristiques générales :

Calcaire normal de la coupe de bois n° 20 avec quelques indices de fragmentation. Ces indices sont quelques plages plus ou moins rattachées au calcaire normal. Un échantillon un peu plus éloigné de la fracture n'a pas d'autres caractères que ceux que j'ai indiqués précédemment pour le calcaire normal.

Etude des plages :

Formées d'un calcaire beaucoup plus fin que le calcaire normal, elles passent quelquefois sur un point d'une façon insensible au calcaire normal. Elles forment donc dans ce cas « tache d'huile » à partir de ce dernier. Leur contour présente une bande foncée qui avec de forts grossissements se révèle comme étant composée de calcaires à grain extrêmement fin sans minéralisation.

Leur forme en coupe lorsqu'elles sont isolées, se rapproche plus ou moins d'un cercle parfait. Quelquefois elles sont allongées ou quadrangulaires, avec des angles qui sont toujours arrondis. Lorsque les plages sont circulaires, le calcaire qui les compose a son maximum d'homogénéité.

Elles sont parfois échancrées et dans l'échancrure apparaît de la calcite en éléments importants comme dimensions, ainsi que cela se produit dans le remplissage des coquilles ou des débris de coquilles du calcaire normal.

Ciment :

Le ciment, si on ose l'appeler ainsi, est réduit à sa plus simple expression : il commence seulement à apparaître à la périphérie des plages sous forme de calcite grenue.

Tout se passe comme si ce développement de calcite grenue était susceptible d'exercer une pression sur le calcaire normal, en lui donnant un grain d'une extrême finesse.

Il semble d'ailleurs que les toutes premières plages, ainsi mises en évidence par ce développement de calcite grenue, se trouvent toujours placées dans les zones les plus homogènes, ne comportant ni fragments de coquilles, ni tiges de crinoïdes, ni microorganismes.

Pendant, on rencontre des plages subcirculaires qui ne comportent pas de ciment. Elles apparaissent seulement avec un grain très fin qui, en lumière naturelle, leur communique une teinte sombre au milieu du calcaire normal. Il ne m'est pas possible de dire si ces plages datent ou non du dépôt du calcaire.

Débris fossiles et microorganismes :

Les débris fossiles sont constitués dans le calcaire normal par des fragments de tiges de crinoïdes, des fragments de test de rhynchonelles, etc. On devine avec peine les microorganismes, tellement ils font corps avec le calcaire.

Echantillon n° 2

Caractéristiques générales :

Echantillon montrant un stade plus avancé que le précédent. L'ensemble des préparations est vivement éclairé par la calcite en éléments bien développés qui apparaît, soit comme ciment, soit comme remplissage de divers débris de brachiopodes. Des zones subcirculaires apparaissent nettement isolées

dans le ciment. D'autres sont encore plus ou moins rattachées à de grandes plages du calcaire normal.

Toute une partie de l'échantillon est fracturée. Le remplissage est constitué par la calcite en éléments bien développés, caractéristiques du remplissage des fractures. Ces fractures très minces d'ailleurs sont souvent en relation avec des dendrites de manganèse. On sait qu'on appelle Wad un composé très variable d'oxydes hydratés de manganèse et qu'on rapporte au Wad les dendrites de manganèse. Ce dernier a vraisemblablement, de préférence, emprunté les fines fractures pour minéraliser le calcaire. On constate aussi que c'est au voisinage des fines fractures de cet échantillon que la fragmentation du calcaire est la plus accentuée. C'est là un fait très général. Je note que les fractures traversent nettement les préparations.

La fragmentation du calcaire, particulièrement nette au voisinage des fractures met en évidence les débris de fossiles et les microorganismes. Le développement de la calcite en grands cristaux formant ciment s'arrête à leur contact. Leur forme est ainsi précisée. Cependant, tout au départ des fractures, des débris de crinoïdes, par exemple, sont transformés; le développement de la calcite en grands cristaux ne laisse plus deviner que partiellement l'ancienne structure. Au contraire, à une certaine distance des fractures, elle apparaît nettement surtout lorsque l'élément en question a subi un commencement de minéralisation par le fer. Quelquefois, la partie centrale a disparu et seuls demeurent les contours avec en continuité quelques lambeaux de la structure.

On pourrait croire à une *usure* des éléments si tous les termes n'étaient pas en présence, depuis la structure nette d'une coupe transversale d'une tige de crinoïde jusqu'au même élément en grande partie effacé par une modification cristalline de la calcite (changement de structure ou émigration). Il en est de même des fausses oolithes.

Au stade déterminé, le calcaire a un aspect dépoli, alors que les fausses oolithes du début se signalaient surtout par leur grain plus serré. Cette évolution se produisait d'abord comme je l'ai montré à la périphérie.

Débris d'organismes fossiles et microorganismes :

Ces lames comportent surtout de nombreuses sections transversales de tiges de crinoïdes, des plaques d'oursins, des spicules d'holoturies, des fragments à remplissage de calcite

mais à structure lamelleuse sur les bords, que j'attribue à des lamellibranches. Les microorganismes sont peu discernables.

Quartz :

Comme à l'ordinaire, on distingue quelques fins éléments de quartz à contours imprécis, dentelés. A de forts grossissements des inclusions paraissent calcaires. Il s'agit vraisemblablement de quartz secondaire.

Echantillon n° 3

Cet échantillon révèle un stade plus avancé dans la voie de la fragmentation que le stade précédent. Dans l'une des préparations, on voit notamment, au départ d'une presqu'île, toute une série d'éléments calcaires fragmentés mais qui, vus en coupe, sont séparés les uns des autres par un mince filonnet de calcite. Deux d'entre eux sont encore rattachés par une langue de calcaire. Vus en coupe, ils sont susceptibles de se souder par simple compression. Il est assez rare de pouvoir faire cette constatation, car pour cela il faut que le ciment soit peu important.

Toute une zone est riche en microorganismes. On remarque bien ici cette mise en liberté des microorganismes sans qu'ils soient jamais eux-mêmes fragmentés, sauf comme bien entendu s'ils sont traversés par une fine fracture.

Echantillon n° 4

Fragmentation particulièrement nette au moins pour certaines zones de l'échantillon.

Je distingue donc en premier lieu deux parties principales :

a) une partie pauvre en microorganismes ou en débris de fossiles, peu fragmentés ; b) une partie riche en microorganismes ou en débris de fossiles, très fragmentée.

Partie a :

Dans cette partie, le calcaire est sublithographique et il se rattache par un lien continu à la partie b très fragmentée. Autrement dit, au départ d'une masse indifférenciée, on voit des presqu'îles calcaires qui avancent dans le ciment, puis viennent des îlots calcaires. Ces îlots sont volumineux au départ mais en s'éloignant de la masse indifférenciée, compacte, ils diminuent progressivement de taille. Des fragments volumineux présentent à leur tour des presqu'îles. C'est donc une frag-

mentation systématique. Peu de minéralisation par le fer ou le manganèse dans cette partie a, mais quand elle se produit sur des presqu'îles, elle se borne toujours à la partie extérieure et elle ne pénètre pas. Dans la partie indifférenciée, les quelques débris de fossiles et les microorganismes se présentent de la même façon que dans le calcaire normal : ils sont emballés dans la masse du ciment marin indifférencié et leurs contours sont masqués.

Partie b :

Ciment de calcite grenue. Quelques éléments sont presque entièrement transformés en calcite grenue, seulement à la périphérie on peut encore deviner la structure ancienne. Toute une série d'îlots parfaitement arrondis ou subcirculaires en coupe pourraient passer pour des éléments roulés, mais on assiste dans un même échantillon à la naissance et à l'évolution de la fragmentation.

Echantillon n° 5

Calcaire presque entièrement fragmenté. On ne voit plus de grandes plages de calcaire. Autrement dit le ciment de calcite grenue est presque entièrement développé aux dépens du ciment d'origine marine qui apparait ainsi presque entièrement transformé.

Débris de fossiles :

Débris de couche lamelleuse de lamellibranches et de canaux de brachiopodes.

Microorganismes :

Bryozoaires et *Textularia*.

Echantillon n° 6

Caractéristiques générales :

Cet échantillon presque complètement fragmenté a subi un commencement de minéralisation des fausses oolithes, des débris de fossiles et des microorganismes qu'il contient.

Au départ de plages d'assez grandes dimensions, on voit se dessiner partiellement la fragmentation. Elle s'opère au départ des débris de fossiles et de microorganismes. Mais si partant d'un de ces éléments pour parvenir au plus voisin, s'étend une zone relativement large de la préparation qui n'en contient

point, ce sera cette zone qui sera alors isolée. Ses angles seront toujours arrondis mais sa forme sera ou circulaire, ou ovale, ou ovale allongé, ou quadrangulaire. Elle commencera au départ d'un débris de fossile, ou à un autre microorganisme. Leur position relative fixera les contours de la fausse oolithe intermédiaire.

Quant aux débris de fossiles ou aux microorganismes, ils sont mis en liberté dans le ciment de calcite grenue sans autre processus.

Débris de fossiles :

Coupes transversales de tiges de crinoïdes, piquants d'oursins, débris de test de brachiopodes.

Microorganismes :

Foraminifères du groupe Textularia.

Ciment :

Augmente d'importance progressivement dans l'échantillon. L'évolution cristalline qui lui donne naissance a même ici tendance à pénétrer les débris fossiles tels que les tiges de crinoïdes dont il supprime peu à peu la structure intérieure par un large développement de calcite grenue. C'est même certainement la suppression totale des fossiles qui interviendrait si ne survenait la minéralisation.

Minéralisation :

Mes essais chimiques et pyrognostiques ont montré que l'on avait exclusivement affaire au manganèse et au fer représentés par des hydroxydes. Au microscope, on distingue toujours très nettement la limonite de l'hydroxyde de manganèse.

En lumière naturelle, la première est toujours colorée dans une lame suffisamment mince en marron ou en brun, alors que le manganèse sous quelque forme que ce soit apparaît en noir foncé.

Il est intéressant de noter d'abord la répartition des deux hydroxydes à l'aide d'un faible grossissement grâce auquel on voit rapidement tout l'ensemble de la préparation.

Dans ce cas, le manganèse est toujours rassemblé par trainées. Dans les lames examinées ici, la trainée de manganèse enveloppe souvent la zone ferrugineuse.

Un point remarquable est que le manganèse, lorsqu'il occupe une zone, semble en exclure le fer ou inversement.

En détail : on voit un dépôt par substitution des hydroxydes de fer et de manganèse à la périphérie des zones de

formes diverses dans un ciment de calcite grenue. On passe ensuite à des zones où le fer et le manganèse pénètrent largement les plages calcaires, au départ de la périphérie. Cependant la substitution commence quelquefois au centre des fausses oolithes.

Au départ d'un liseré noirâtre, la pénétration du manganèse par dendrites est généralement le cas. Il arrive fréquemment que toute une fausse oolithe soit littéralement oblitérée par un dépôt manganésifère.

Cette évolution est la même dans le cas de la limonite. Peut-être le manganèse présente-t-il plus facilement la disposition classique en dendrites, mais on a probablement affaire à une illusion due au détachement net du manganèse noir sur le ciment clair en calcite grenue.

Lorsqu'on examine avec un fort grossissement les dendrites de manganèse, il semble bien que l'on voie de fines particules qui peuvent être des cristaux sans qu'il soit possible de déterminer leurs caractéristiques cristallographiques.

Minéralisation du ciment : Extrêmement rare dans cet échantillon.

Echantillon n° 7

Caractéristiques générales :

Calcaire fragmenté et minéralisé.

Minéralisation :

Une lame à l'aspect suivant : Une section ovale de calcaire ayant l'aspect dépoli présente une substitution du manganèse sur un tiers de sa périphérie et une substitution de la limonite sur les deux autres tiers. Du côté du manganèse, on voit partiellement une pénétration de ce corps jusqu'au milieu de la section calcaire. Cette pénétration préférentielle du manganèse n'est pas rare.

Mais les grandes voies de pénétration du manganèse semblent être de fines lignes de fractures avec remplissage de calcite. Alors, à leur départ, il y a épanchement du manganèse dans les zones de calcaire dépoli, dans les microorganismes ou dans les débris de fossiles.

La limonite apparaît souvent en très légère bordure périphérique, mais dans d'autres zones voisines des éléments ci-dessus, elle a pénétré plus ou moins.

L'une et l'autre minéralisation mettent dans tous les cas merveilleusement en relief les plages de calcaire dépoli, les débris de fossiles et les microorganismes.

Echantillon n° 8

Caractéristiques générales :

Stade beaucoup plus avancé, presque toute la préparation est minéralisée.

Minéralisation :

Certaines grandes plages calcaires apparaissent pour la première fois comme corrodées. Non seulement les hydroxydes de fer et de manganèse se sont substitués à la calcite, mais tout en pénétrant ils semblent avoir altéré gravement les contours si nets dans l'échantillon précédent.

Dans les zones les plus gravement atteintes par la minéralisation, le ciment lui-même n'est pas épargné et des dendrites de manganèse passent nettement des plages au ciment. Ces ramifications tendent en certains points à une trame continue, mais dont il n'y a encore ici qu'une ébauche.

Certaines plages présentent de la périphérie au centre :

- 1° un liseré de fer et de manganèse ;
- 2° à partir de ce liseré, un contour de calcaire dépoli se terminant d'une façon très irrégulière ;
- 3° cette couronne est reliée à une zone centrale de calcite grenue.

Il s'agit vraisemblablement des vestiges d'une ancienne zone de calcaire dépoli.

Débris de fossiles ou microorganismes :

Coupe transversale d'un bryozoaire (*Cheilostomata*).

Plusieurs sections transversales de tiges de crinoïdes dont la moitié seulement d'une section tangente d'ailleurs à une fausse oolithe, ce qui démontre que certains éléments étaient brisés au moment de la formation du dépôt de la mer bathonienne.

Echantillon n° 9

Indépendance complète des zones minéralisées par le manganèse en regard de celles qui sont minéralisées par la limonite. Comme dans l'échantillon précédent, on a des plages de calcaire dépoli qui semblent corrodées. Le contour est alors imprécis et les hydroxydes de fer et de manganèse constituent une trame qui entame les plages par leur périphérie. Le manganèse s'est épanché en particulier au départ d'une fracture transversale.

Echantillon n° 10

Une lame est particulièrement riche en foraminifères (*miliolites*).

A remarquer une zone minéralisée par le fer, cette minéralisation étant encadrée par la minéralisation due au manganèse.

Dans toute une partie de l'échantillon, la minéralisation est très poussée ; les microorganismes, les débris de fossiles (sections de tiges de crinoïdes) et les plages de calcaire dépoli sont pénétrées progressivement soit par le fer, soit par le manganèse, au départ d'un liseré brunâtre ou noir. Mais en ce qui concerne les débris de fossiles (crinoïdes) ou les microorganismes (foraminifères), le test ou le squelette apparaît alors comme merveilleusement dessiné. Cependant dans les régions particulièrement minéralisées, il y a tendance à la pénétration totale de tous les éléments. Alors on ne voit plus qu'une trame noire ou brune.

Il arrive que la trame composée d'un hydroxyde de manganèse se développe sur une partie seulement de la section d'une fausse oolithe. Elle lui donne alors, sur cette partie, un contour extrêmement indécis. De fausses oolithes montrent une substitution totale des hydroxydes de fer ou de manganèse à la calcite.

Certaines fausses oolithes présentent à leur intérieur des plages à contours capricieux formées de calcite finement grenue. A noter que la périphérie de la fausse oolithe comme le contour extérieur des plages intérieures de calcite grenue présentent un liseré de limonite.

Zone limonitisée :

A partir des fausses oolithes présentant des dépôts périphériques de limonites sous forme de liseré brunâtre, on passe à une pénétration totale du calcaire. Ce ne sont plus alors que des dépôts brunâtres sans orientation définie, sans liaison entre eux, sans contours définis, assez analogues aux dendrites de manganèse, mais sans continuité : sortes de « mouches » de limonite dans un ciment de calcite à fins éléments ayant des contours quelconques ou dans un ciment de calcite finement grenue.

Zone complètement minéralisée :

Dans cette zone, il y a substitution complète du fer (dominant) et du manganèse aux fausses oolithes, aux organismes

et au ciment. Seules demeurent éparses dans la masse des plages de quartz de néoformation.

Cas particuliers

Une étude systématique des formations de la coupe de bois n° 14 de la 9^e série en relation avec la fracture de direction N. N.E. m'a permis de relever, en dehors des phénomènes semblables à ceux qui affectent les calcaires de la coupe de bois n° 20 de la 7^e série qui sont décrits ci-avant, des cas particuliers intéressants.

1^{er} cas. — Un échantillon de calcaire minéralisé montre des fausses oolithes ayant une minéralisation concentrique. Une première substitution a permis la formation périphérique d'un liseré de limonite ; une seconde zone minéralisée par la limonite est concentrique à la première, à quelque distance, dans le corps de l'oolithe.

2^e cas. — Un calcaire minéralisé présente les caractéristiques suivantes : 1° une section de calcaire dépoli minéralisée à la périphérie renferme de vraies oolithes à structure concentrique ; 2° de fausses oolithes ont des contours tourmentés et capricieux.

3^e cas. — Un calcaire minéralisé tombé dans la fracture est d'âge Bathonien comme en témoignent ses caractères lithologiques et les organismes ou microorganismes qu'il renferme. Ce calcaire m'a paru renfermer des particularités intéressantes que je vais résumer comme suit :

Aspect macroscopique des échantillons : Blocs ayant à leur périphérie une bande de limonite de un centimètre d'épaisseur et à l'intérieur des zones concentriques de limonite beaucoup plus fine. La limonite est çà et là traversée par des trainées noires qui représentent un hydroxyde de manganèse.

Etude micrographique (pl. VI, fig. 1)

Echantillon n° 1

Les préparations taillées dans cet échantillon montrent des fausses oolithes et des oolithes à structure concentrique d'un caractère très particulier.

1) Fausses oolithes. — Ce sont de fausses oolithes de calcaire à aspect dépoli, présentant les caractéristiques suivantes. Elles peuvent être minéralisées par le fer ou le manganèse sur

une partie seulement de la périphérie ou en totalité. Elles peuvent être entièrement constituées par du calcaire à aspect dépoli très finement cristallisé ou par des sections de tiges de crinoïdes.

2) Oolithes à structure concentrique. — Elles ont bien une structure concentrique, mais très spéciale. Il s'agit d'une couronne de calcite grenue ayant une forme tourmentée et entourant complètement le calcaire à aspect dépoli. L'aspect capricieux du contour du calcaire dépoli est suivi forcément par la couronne. Il arrive que la couronne soit interrompue. Le cordon de calcite grenue n'existe alors que sur une partie seulement de la périphérie.

Au contact de la couronne et du noyau de calcaire à aspect dépoli, ce dernier apparaît souvent corrodé. Son contour est entamé, rongé. Il arrive qu'il se forme dans le corps de l'oolithe une seconde couronne plus ou moins concentrique à la première. Cette dernière, comme la première d'ailleurs, peut rester inachevée. Rien ne prouve que l'évolution soit arrêtée.

Il existe dans la masse à la fois de très grandes oolithes et des plages de calcaire à aspect dépoli dont la fragmentation n'est qu'ébauchée.

Ciment : calcite grenue.

Minéralisation:

1° Manganèse: cette minéralisation n'existe que dans une partie seulement de la roche et elle est encadrée par deux zones limonitisées. La substitution peut commencer à la fois par la périphérie et par le centre, quelquefois par la périphérie seulement, mais dans tous les cas, l'invasion de l'oolithe se fait toujours par des dendrites.

2° Fer: il peut se faire que dans la région centrale d'une fausse oolithe apparaissent quelques minces zones d'hématite rouge bordant une petite plage de calcite grenue.

Organismes: coupes transversales de tiges de crinoïdes, piquants d'oursins, etc...

Echantillon n° 2

Même disposition générale que dans l'échantillon précédent.

Oolithes à structure concentrique: Dans ces oolithes, il est souvent difficile de savoir si un nucléus existait parce que toute la région intérieure est la plupart du temps transformée

en calcite grenue. Cependant une oolithe est formée entièrement par une section transversale de tige de crinoïde.

Une préparation montre les dispositions suivantes :

a) Une couronne extérieure de calcite grenue est minéralisée en partie par substitution de la limonite à la calcite. A l'intérieur une seconde couronne de calcite grenue n'est pas fermée: on a l'impression d'un cordon dont les deux extrémités n'ont pu se rencontrer et se sont croisées.

b) Une autre oolithe montre la même disposition pour la couronne périphérique, mais la couronne intérieure quoique concentrique (autant que peuvent l'être des contours sinueux) n'est pas achevée ;

c) Dans une troisième oolithe, la couronne intérieure n'est pas concentrique à la couronne externe; elles sont donc désaxées.

d) Enfin il arrive et j'aurais pu commencer par là, que la couronne externe n'est qu'à demi tracée et que même dans certains cas il n'y a que des plages de calcite grenue placées bout à bout qui commencent seulement à indiquer un premier indice dont le développement donne dans d'autres oolithes une couronne complète. Cette variété n'a d'ailleurs jamais de couronne interne.

En résumé, on a donc sous les yeux dans les préparations pratiquées sur cet échantillon, toutes les étapes successives depuis une seule mince plage de calcite grenue entamant la périphérie d'une fausse oolithe, jusqu'à une couronne périphérique complète. Le stade le plus avancé réalise deux couronnes qui peuvent être ou non concentriques.

CHAPITRE VI

Etude du remplissage des fractures

L. AUFRÈRE et moi [25], nous avons montré comment les formations pliocènes sillonnent les plateaux sur le trajet des failles et des diaclases.

L'évolution physique et chimique du calcaire constituant les épontes a été mise en évidence.

On peut dès maintenant entrevoir le rôle de cette évolution dans l'élargissement des fractures, mais il est évident qu'il n'apparaîtra clairement qu'après l'étude même du remplissage.

Ce dernier doit être considéré comme étant composé de deux sortes de matériaux :

1° Les matériaux exogènes comme les blocs de calcaire du Bathonien supérieur et du Callovien tombés dans les fractures, les galets siliceux et évidemment les os fossiles ;

2° Les matériaux endogènes comme :

- a) les argiles ferrugineuses ;
- b) les produits ferrugineux divers tels que : pisolithes, etrogons ferrugineux ;
- c) les sables et cailloux fluviaux.

1° Matériaux exogènes

J'ai pensé à rechercher, pour les calcaires tombés dans les fractures où ils gisent à l'état de témoins, leurs équivalents en place dans les couches jurassiques. Mais je crois qu'une comparaison de cet ordre ne présenterait pas les garanties nécessaires, car la continuité dans l'évolution ne pourrait être évoquée. Même sur quelques kilomètres seulement de distance, des changements latéraux de faciès sont possibles.

Il est certes préférable d'attendre la découverte probable de nouvelles fractures qui cette fois affecteraient les termes les plus élevés du Bathonien pour examiner l'évolution du calcaire des épontes.

Cependant dans des blocs parfois importants des calcaires calloviens, l'évolution et la minéralisation ne pénètrent pas jusqu'au centre du bloc.

On peut donc faire des comparaisons utiles entre le centre des blocs calcaires supposé inaltéré et une couche périphérique où l'évolution est manifeste.

J'examinerai donc l'évolution du Callovien sous ce jour, à la lumière des faits antérieurement acquis.

A) Bathonien supérieur

Echantillon n° 1

On rencontre dans le gisement de la coupe de bois n° 14 de la 9^e série, des dalles de calcaire oolithique gris rosé qui sont semblables (si l'on néglige leur ciment et leur état minéralisé) aux calcaires qui affleurent entre le poste forestier de Rouville et Chateauvillain.

Les témoins des fractures se distinguent principalement par un développement spécial du ciment de calcite grenue au lieu d'un ciment finement cristallisé, par une abondance des oolithes et fausses oolithes composées et par la minéralisation partielle de ces éléments.

La minéralisation est assurée par le seul manganèse que l'on voit se substituer au calcaire à la périphérie des oolithes et à partir de ce cordon émettre des dendrites vers l'intérieur de ces oolithes. C'est là un caractère très général.

Les oolithes et fausses oolithes composées présentent les caractères suivants :

1° On rencontre des fausses oolithes qui renferment de vraies oolithes dans leur sein ;

2° Des fausses oolithes renferment d'autres fausses oolithes. Dans certains cas, ces dernières sont encore réunies par du ciment finement cristallisé, différent du ciment extérieur en calcite grenue.

Je noterai que ce calcaire gris rosé en témoin dans les fractures est toujours entièrement minéralisé. Autrement dit, il ne comporte pas de noyau central non évolué.

Echantillon n° 2

Pas de noyau central non évolué pour ces échantillons. Il s'agit ici d'un calcaire oolithique dont les oolithes à

structure concentrique sont particulièrement belles et variées. Les types suivants d'oolithes peuvent être distingués :

- 1° Forme générale allongée ayant comme couronne ;
- a) Une zone concentrique peu épaisse ;
- b) Une zone de calcite radiée ;
- c) Une nouvelle zone concentrique formée en coupe de deux cercles très rapprochés ;
- d) Une nouvelle zone de calcite radiée ;
- e) Une troisième zone concentrique.

Le nucleus est en calcite grenue où la structure d'un débris de fossile est encore conservée.

2° Des oolithes formées d'une couronne unique de calcite radiée. Le nucléus est en calcite finement cristallisée, passant dans la zone centrale à la calcite grenue. La forme générale du nucléus est assez tourmentée.

3° Des oolithes à couronne radiée entourant un fragment de tissu osseux ;

4° Une oolithe présente la même forme générale que le type 1, mais le nucléus est un fragment de test de brachiopode ;

5° Des oolithes sont composées ;

6° Certaines oolithes ont jusqu'à huit couronnes concentriques et la couronne interne se moule sur le nucléus en suivant fidèlement ses contours ;

7° Des oolithes ont comme nucléus des piquants d'oursins ou des fragments de tiges de crinoïdes ;

8° Certaines oolithes ont une forme quadrangulaire en coupe avec des angles arrondis ;

9° La zone concentrique périphérique de certaines oolithes est perforée.

Il existe aussi des fausses oolithes formées souvent aux dépens de tiges de crinoïdes.

En somme les fragments de test d'un grand nombre de fossiles composent le nucléus des oolithes. Un développement secondaire de calcite grenue tend à faire disparaître la structure de tous les nucléus. La forme de l'oolithe dépend toujours de celle du nucléus.

On voit quelques grains d'apatite dans le ciment et quelques quartz d'origine secondaire.

Le ciment est formé de calcite en grandes plages comme la calcite des filons avec des témoins de calcite grenue.

La minéralisation est assurée par la limonite qui en général commence par former un liseré périphérique avant de pénétrer

par substitution dans le centre de l'oolithe. Cependant il arrive que la minéralisation commence en même temps par le centre. Dans les blocs qui ont échappé à la minéralisation le ciment est en calcite grenue avec de nombreux témoins d'un ciment préexistant qui était à grain fin et de teinte jaunâtre.

Des blocs non minéralisés, aux blocs minéralisés, on peut suivre l'évolution du ciment qui a passé par les stades suivants:

Ciment jaunâtre à grain fin, Calcite grenue, Calcite à grandes plages.

Je rapporte à l'évolution continentale de ce type de calcaire l'évolution du grain des nucléus, l'évolution du ciment et comme bien entendu la minéralisation des oolithes.

B) Callovien

Les calcaires marneux jaunâtres renfermant en plus ou moins grande quantité des oolithes ferrugineuses, qui représentent l'étage Callovien dans le remplissage des fractures sont connus par leurs fossiles: *Keplerites calloviensis* Sow et *Terebratula Saemanni* OPPEL. Il s'agit donc du Callovien inférieur. Je n'ai trouvé jusqu'à présent aucun fossile qui puisse indiquer la présence de l'oxfordien.

Les blocs de calcaires marneux à *Keplerites calloviensis* ont une forme arrondie qui est due à une certaine évolution du calcaire à la périphérie des blocs. Cette évolution se traduit à l'œil par l'effritement du calcaire et l'aspect grisâtre de la partie plus ou moins meuble.

L'examen micrographique de ce calcaire a permis de faire les observations suivantes:

1° Centre des blocs:

Cette roche est composée en grande partie de calcite assez finement cristallisée avec oolithes ferrugineuses.

Ces oolithes ont quelquefois un nucléus en quartz ou en calcite grenue. La plus grande partie est minéralisée par de l'hématite rouge, ça et là on voit des parties périphériques minéralisées par la limonite.

Quelques oolithes sont composées.

Dans le ciment de calcite grenue, on remarque quelques grains de quartz clastiques, des foraminifères et surtout des spicules particulièrement abondants.

Ces spicules sont fibreux et dépourvus de canal. Ils donnent une croix noire en section transversale et s'éteignent en long

suivant le corps principal. Ces données rapprochées des descriptions données par M. L. CAYEUX pour des spicules de certains minerais calloviens [30, 414] montrent qu'il s'agit de spicules d'alcyonaires. Le doute n'est plus permis pour certains spicules fibreux plus épais que les autres qui ressemblent aux types G et H figurés par M. CAYEUX, d'après E. P. WRIGHT [29, pl. 38] à la suite des dragages du Challenger.

2° Partite médiane des blocs.

Même constitution générale que la roche ci-dessus, cependant on remarque :

Que la limonite peut aussi bien exister au centre des oolithes qu'à la périphérie.

Dans le ciment, des fragments de tiges de crinoïdes ; l'un d'eux constitue le nucléus d'une oolithe à fine structure concentrique minéralisée par de l'hématite rouge.

3° Partie périphérique des blocs.

Si en ce point on fait exécuter une préparation à cheval sur la zone évoluée et sur celle qui ne l'est pas, on observe les dispositions suivantes :

a) Zone évoluée.

Le ciment finement cristallisé, renfermant de nombreux spicules d'alcyonaires, subit une modification brusque au passage précis d'une zone à l'autre.

Dans la zone évoluée, il apparaît composé de calcite grenue et les spicules d'alcyonaires disparaissent complètement (pl. V, fig. 2). On peut rapprocher cette observation de celle que M. CAYEUX a faite lorsqu'il indique que les spicules d'alcyonaires « se sont montrés absolument réfractaires aux phénomènes d'épigénie ». Calcaires, ajoute-t-il, ils sont restés calcaires, alors que les matériaux de même nature minérale ont été hématisés, chloritisés et silicifiés dans les plages où ils sont réunis [30, 788].

Je note aussi que d'après M. CAYEUX, les spicules d'alcyonaires sont relativement riches en carbonate de magnésie [29, 413].

Dans le ciment de calcite grenue on voit des plages de manganèse et dans cette zone le manganèse pénètre par substitution les oolithes de limonite.

Au départ des plages de manganèse du ciment, on voit des dendrites, d'autres dendrites font le tour des oolithes, puis l'hydroxyde de manganèse se substitue complètement à la limonite dans le corps de l'oolithe suivant une couronne d'une

certaine épaisseur. Le centre de l'oolithe reste minéralisé par la limonite.

Somme toute, on a l'évolution suivante en ce qui concerne la minéralisation des oolithes :

Hématite rouge → limonite → hydroxyde de manganèse.

Dans un autre échantillon de la partie évoluée, j'ai constaté l'arrivée progressive du manganèse par le ciment de calcite grenue.

Il semble cependant que l'évolution de l'état cristallin ou de la structure du ciment soit en retard sur la pénétration du manganèse dans la roche. Ensuite la substitution du manganèse continue à s'opérer aux dépens du ciment, dans le voisinage de l'oolithe, avant de la pénétrer par la périphérie.

b) Zone non évoluée.

Dans cette zone, certaines oolithes sont bien minéralisées dans leur majeure partie par la limonite, mais à leur périphérie la limonite manque par place et on voit qu'elle est remplacée par de la calcite. Cette dernière est radiée et elle est légèrement teintée par le fer.

Au voisinage de la limite des zones a et b, on voit le manganèse à l'extérieur de la couronne de calcite radiée et entre cette dernière et la limonite.

Il semble donc que l'évolution de la minéralisation des oolithes soit encore plus compliquée que je ne l'ai indiqué ci-dessus.

Galets siliceux

Des galets siliceux ont été rencontrés en place dans le gisement fossilifère de la coupe de bois n° 14 de la 9^e série. Ailleurs on en trouve quelquefois dans les déblais des anciens travaux.

J'ai rencontré aussi des galets siliceux dans les limons superficiels de la coupe de bois n° 2 de la 8^e série. On n'en rencontre d'ailleurs pas dans la région, autrement que dans ces formations des plateaux. Si deux vallées sèches m'en ont livré chacune un exemplaire, ils venaient en droite ligne des plateaux.

Galets siliceux du gisement fossilifère de la coupe 14 :

Ces galets accompagnent toujours les os fossiles. Ils sont quelquefois fracturés, mais la fracture est ancienne, car elle est recouverte par un dépôt de manganèse.

On remarque sur ces galets de fines alvéoles de dissolution dans lesquelles l'ocre rouge a pénétré.

Leur taille est variable, depuis un centimètre jusqu'à quatre centimètres de diamètre. Leur forme varie aussi, un galet constitué par une arkose est parfaitement sphérique, mais en général l'usure n'est pas régulière. Certains même présentent les caractères des galets fluviaux.

Les galets de quartz sont de beaucoup les plus nombreux. L'un d'eux noyé dans l'ocre s'est comporté d'une façon singulière au moment de sa découverte : brisé en deux parties par l'outil, il s'écrasait sous les doigts. Quelques heures plus tard, à l'air, il avait repris toute sa cohérence et sa dureté. Cependant il porte toujours la marque de mes doigts. Il convient de rapprocher cette observation de celle qui a été faite sur des silex taillés qui, découverts dans un tumulus, se brisaient sous la pression des doigts [59, 150].

Les galets siliceux ont donné lieu aux observations suivantes à l'examen micrographique :

Galets arkosiens ou gréseux :

Type a (pl. VIII, fig. 1). La roche comporte des éléments de quartz de deux tailles, des plages multiples de quartz fines et orientées avec entraînement gneissique de ces éléments et de grandes plages de quartz à extinction roulante. On remarque des débris de feldspaths kaolinisés. Ces débris ont un grand relief par suite de l'altération des clivages et de la périphérie. Dans l'intervalle des éléments, on trouve un peu de ciment phylliteux.

Il s'agit ici d'une arkose provenant de terrains cristallophylliens et granitiques mylonitisés.

Type b. Cette roche est composée de plages fines de quartz qui semblent alignées dans un ciment riche en limonite. Je ne possède malheureusement de cette roche qu'un seul échantillon. Il semble qu'on doive la rapporter à un schiste silicifié.

Galets de quartz :

Ces galets présentent des grandes plages de quartz à extinction roulante. Les plages de quartz sont riches en inclusions. On distingue des libelles mobiles ; les inclusions gazeuses sont plus nombreuses que les inclusions liquides.

Ces galets de quartz proviennent très probablement d'un massif granitique.

Dans les limons, les galets de quartz présentent les caractères

téristiques ci-dessus avec cette particularité qu'à la périphérie, du fer secondaire a pénétré. La patine rouge de ces galets tranche vivement sur la couleur jaunâtre des limons, si bien qu'il est permis de se demander si les limons n'avaient pas anciennement cette couleur rouge.

Ce que l'on peut écrire de ces galets, c'est qu'ils représentent les débris d'une formation crétacée ou tertiaire, littorale ou alluviale qui était déjà démantelée au Pliocène supérieur.

J'ai mis à part les témoins d'une formation que je vais décrire et qui, représentée particulièrement dans les fractures des coupes de bois de la 9^e série, indique probablement des vestiges d'un autre âge.

Au lieu de galets formés aux dépens d'arkoses ou de quartz, il s'agit ici d'un grès en blocs ayant des formes quelconques. C'est le témoin d'un étage disparu.

Dans ces blocs, on distingue : des quartz bien arrondis de dimensions variables (3 mm. et plus jusqu'à 1/10^e de millimètre de diamètre) dans un ciment de limonite avec phyllites.

On remarque :

1° des traces de pénétration ferrugineuse à la périphérie des grains de quartz ;

2° des fractures intéressant certaines plages de quartz ;

3° une extinction roulante très marquée des éléments.

Les os fossiles ayant été étudiés ailleurs, je vais passer maintenant à l'étude des matériaux endogènes.

2° Matériaux endogènes

Les matériaux endogènes sont les calcaires ou argiles ferrugineux, les produits ferrugineux divers et les sables et alluvions fluviaux.

Dans les argiles ferrugineuses, il y a lieu de distinguer :

a) les argiles pliocènes ; b) les argiles prépliocènes.

Calcaires ferrugineux et Argiles ferrugineuses

A) Calcaires ferrugineux

Le calcaire ferrugineux est parfois fortement aggloméré après les roches qui bordent le remplissage. Cette cimentation ainsi que je le montrerai, par la présence d'algues d'eau douce dans le calcaire, s'est faite sous les eaux.

On a donc ici un contact entre le Bathonien marin et le Pliocène continental.

Etude micrographique du contact :

Echantillon n° 1 provenant de la fracture de la coupe de bois n° 1 de la 9^e série :

Les caractéristiques générales de ce contact sont les suivantes : la roche bathonienne au contact a un contour sinueux ; dans ces sinuosités, le terrain pliocène pénètre.

Quelquefois un dépôt de calcite cimente les deux terrains.

Le Pliocène renferme :

Des oolithes ferrugineuses à zones concentriques. Le fer est représenté par la limonite. Ces oolithes ne sont jamais entières, elles sont fragmentées : les couches concentriques de limonite sont écartées et une partie des couches a disparu, ce qui leur donne un contour très capricieux. Quelques oolithes ferrugineuses paraissent entières, elles sont alors opaques et dessinent un ovale allongé. Cette forme souligne le remaniement.

Des quartz très nombreux en fins éléments disséminés semblent être en partie clastiques.

Il y a souvent pénétration du Pliocène par des golfes étroits et longs, remplis de calcite, jusqu'à une certaine profondeur dans le Bathonien.

Le ciment est constitué par de la calcite finement cristallisée et teintée en jaune clair en lumière naturelle.

Calcaire Bathonien :

Ce calcaire a subi une évolution analogue à celle que j'ai précédemment décrite sur une certaine épaisseur. Il apparaît donc comme constitué par de fausses oolithes, des débris de fossiles et des foraminifères plus ou moins rattachés les uns aux autres par du calcaire sublithographique, dans un ciment de calcite grenue.

Echantillon n° 2, même provenance :

D'autres échantillons prélevés dans le même gisement montrent sensiblement les mêmes dispositions, mais quelquefois les oolithes ferrugineuses sont en morceaux informes.

Echantillons n° 3, même provenance :

Chaque échantillon montre des lits successifs d'oolithes ferrugineuses alignées, reposant sur un calcaire marneux ferrugineux jaunâtre.

Je vais considérer successivement la zone a) calcaire ferrugineuse et la roche b) oolithes litées.

Zone a :

Calcaire formé de calcite finement cristallisée, teintée en jaune par le fer. Fragments déchiquetés d'oolithes minéralisées par la limonite. Quartz élastiques particulièrement abondants au contact des deux roches.

Dans ce calcaire on rencontre des algues dont je vais donner la description dans la suite.

Zone b :

Oolithes plus ou moins désorganisées, minéralisées par la limonite. Oolithes dans le même état, mais minéralisées par l'hématite rouge, d'un rouge vif très pur.

A la périphérie de certaines oolithes des deux catégories, on voit une substitution du manganèse au fer. J'ai montré qu'il s'agit dans ce cas d'une minéralisation secondaire continentale.

Ciment : calcite finement grenue.

Il semble que l'on ait ici des dépôts successifs et la présence d'algues d'eau douce fossiles permet d'y voir une formation Pliocène dans les fractures élargies par voie chimique.

Description des algues des échantillons 1 et 3 (fig. 1, pl. VII) :

Ce sont des algues au thalle filamenteux constitué par des files cellulaires serrées et abondamment ramifiées. Les tubes ont en général 9 μ de large mais peuvent n'avoir que 6 μ ou au contraire s'élargir jusqu'à 12, 15 et 18 μ , surtout avant une dichotomie.

Des cloisons transversales, y sont visibles, dans les endroits sans doute moins altérés ; elles délimitent des cellules de longueur assez variable, qui ont de 12 à 15 et 18 μ , ou jusqu'à 27 et 30 μ .

En section transversale, on peut voir des sections polygonales de 15 μ de large.

L'ensemble du thalle rappelle tout à fait les algues que M. WILMOT H. BRADLEY a décrites et figurées [15, 209 et suiv., pl. 30] des dépôts de l'Eocène moyen, lacustres de la formation de GREEN RIVER (Utah). Ces algues que l'auteur rapporte à *Microcoleus paludosa* (KÜTZING) GOMMONT, vivent encore actuellement dans la formation de GREEN RIVER. Elles ont été également signalées des couches lacustres miocènes de la vallée du Rhin en Allemagne.

M. WILMOT H. BRADLEY a donné une description complète des algues actuelles qui sont identiques d'après lui aux algues fossiles. Il montre que ces algues font non seulement des récifs mais aussi d'épaisses incrustations sur les troncs et les

branches d'arbres qui sont tombés dans l'eau. Ces dépôts ressemblent d'après l'auteur à du cuivre natif arborescent, mais ils sont plus abondamment ramifiés. C'est bien en effet ce que j'ai pu observer dans le Pliocène d'Arc.

M. WILMOT H. BRADLEY indique que les algues sont en relation avec des oolithes et que les parties du lac où elles se forment sont peu profondes et claires, excepté par tempête. Il ajoute que dans le lac se développe une végétation émergente.

Mlle J. PFENDER a bien voulu examiner mes préparations et m'apporter sa précieuse collaboration pour la détermination de ces algues.

Echantillon n° 4 : Provenance coupe de bois n° 9 de la 11^e série.

Cet échantillon se signale par une curieuse pénétration du Pliocène dans le Bathonien.

Le premier est formé d'oolithes ferrugineuses minéralisées par la limonite. On remarque une oolithe composée. Le ciment est formé de fins éléments de calcite teintée par le fer. On distingue dans une partie du ciment une trame de limonite et un peu de manganèse.

Echantillons 5, 6 et 7 : Provenance N. de la cote 373, route de Richebourg à Mormant.

Ces échantillons qui proviennent de déblais de travaux anciens, situés dans un bouquet de bois suivant les données ci-dessus, sont constitués essentiellement par de fausses oolithes qui atteignent des dimensions importantes (jusque 4 mm. de diamètre) associées avec des oolithes ferrugineuses de taille normale.

Les oolithes ferrugineuses sont tantôt en hématite rouge, tantôt en limonite. On ne distingue pas toujours la structure concentrique des oolithes de limonite en lumière transmise, mais on la distingue toujours en lumière réfléchie. Très souvent les oolithes ferrugineuses sont déchiquetées ; quelquefois on ne voit plus que des lambeaux informes.

Le nucléus des oolithes ferrugineuses conservées est quelquefois constitué par du quartz à contours dentelés et à inclusions de calcite (néoformation).

Les fausses oolithes sont constituées en majorité par de la calcite grenue, mais on distingue chez certaines d'entre elles des témoins de calcaire à grain très fin et d'aspect dépoli. Les coupes dans ces fausses oolithes sont parfois tangentes et dans

le triangle curviligne formé par 3 oolithes, on distingue du quartz clastique, une ou deux oolithes ferrugineuses noyées dans un ciment de calcite en grands éléments.

Enfin il faut citer la présence dans cet échantillon de gros morceaux de limonite ayant des formes quelconques.

Il y a tout lieu de penser que les oolithes ferrugineuses que j'ai rencontrées dans les échantillons analysés ci-dessus proviennent du Callovien remanié au Pliocène. On sait que ce terrain existait à cette époque sur les plateaux.

En dehors de la présence d'algues d'eau douce, les preuves du remaniement sont multiples, je citerai les suivantes :

1° Le calcaire ferrugineux est fixé fortement aux parois des fractures élargies par érosion chimique ;

2° Les oolithes ferrugineuses sont déchiquetées, souvent informes ; celles qui sont conservées sont ovoïdes et non sphériques comme dans le calcaire callovien ;

3° Dans les échantillons 5, 6 et 7, les fausses oolithes calcaires de grande taille ne proviennent pas du Callovien ; elles sont certainement pliocènes.

Ce faciès du Pliocène aurait toutefois emprunté une partie de ses éléments au Callovien des rives.

B) Argiles ferrugineuses

a) Ocre rouge

L'argile ferrugineuse d'âge Pliocène est ce que j'ai appelé l'ocre rouge qui est plus ou moins chargée en limonite ou en pisolithes ferrugineux.

Il est évident que la décalcification des calcaires, qui se poursuit aujourd'hui, augmente sans cesse le volume des produits ferrugineux et qu'il est difficile ainsi de faire la part de l'ocre remaniée, de celle qui ne l'est pas.

Cependant l'ocre remaniée est dans certains cas apparente. Au voisinage des os, la rubéfaction est moins prononcée, elle contient des graviers calcaires, des nodules de limonite remaniés et des galets siliceux ; quelquefois elle est très impure et mélangée avec des matières humiques.

Si l'on emploie la méthode indiquée par M. Henry LE CHATELIER [72, 467] et surtout [71, 347], pour calculer la teneur en argile de ces ocres, en utilisant la stabilité de l'hydrate, pour deux faciès nettement tranchés on voit que ces teneurs sont entre elles comme les nombres 47,9 et 28,3.

Une analyse complète de l'ocre rouge pliocène a donné les résultats suivants :

SiO ²	Al ² O ³	Fe ² O ³	CaO	MgO	SO ³	P. F.
48,60	48,95	15,65	2,90	4,45	0,95	11,70

La teneur en alumine peut être plus ou moins importante. Pour une teneur totale en silice de 37,26, la teneur en silice combinée était de 33,98 et la teneur en silice libre : 3,28.

L'ocre rouge pliocène décalcifiée par Hel et les produits résultant de la décalcification étant classés par les liqueurs denses, on rencontre les minéraux suivants :

Rutile : caractérisé par ses macles en genou polysynthétiques apparaissant en stries obliques.

Zircon : cristaux nettement quadratiques. Fort relief sur la périphérie, c'est-à-dire bord très foncé. Quelques inclusions. Polarise dans les couleurs : bleu au centre, rouge sur les bords.

Disthène : grains présentant des craquelures, extinction oblique par rapport aux craquelures. On voit des fragments de cristaux présentant la forme classique en coins.

Quartz : se distinguent immédiatement à leur défaut de relief.

Tourmaline : Ce minéral a été recherché avec un seul nicol, les produits étant plongés dans l'eau. Les grains rencontrés donnent un polychroïsme très net. En lumière polarisée, les grains sont verts au centre et bruns sur la périphérie.

On peut noyer le produit du classement dans un ciment qui une fois solidifié est taillé en lames minces, mais la plupart du temps, dans ces recherches, je me suis contenté de noyer les éléments disposés sur une lame de verre, dans une ou deux gouttes d'huile de cèdre. L'examen au microscope peut aussi être fait plus rapidement.

On rencontre souvent dans des fractures des poches d'ocre très pure qui se divise quelquefois en fragments brillants. Au centre de la poche, on trouve le résidu ultime d'une roche calcaire et au microscope on voit que ce résidu est composé uniquement de calcite grenue. La première idée qui vient à l'esprit est que l'ocre peut provenir de la décalcification des calcaires.

Pour rechercher cette origine, j'ai observé attentivement les parois des fractures et sur l'une d'elles, au contact d'un calcaire « fragmenté », j'ai cru trouver un terme de passage

du calcaire à l'ocre. Il s'agit d'une bande rougeâtre de calcite ferrugineuse soudée au calcaire et s'appuyant d'autre part sur l'ocre. Au microscope on distingue très nettement, au départ du calcaire des plages où l'on voit encore peu distinctement, il est vrai, du calcaire en voie de dissociation et environné de calcite ferrugineuse. En bordure du calcaire, on voit des fausses oolithes en voie de disparition, certaines d'entre elles sont déjà transformées en calcite ferrugineuse. En bordure de la calcite ferrugineuse, côté calcaire, on voit d'assez nombreuses plages de quartz de néoformation caractérisées par leurs contours irréguliers et leurs enclaves calcaires. J'en ai compté cinquante dans une seule préparation. La calcite est finement grenue et le fer imprègne le centre des plages. D'autres plages sont en calcite très pure, elles préexistaient sans doute et peuvent représenter le ciment du calcaire. Examinées avec un fort grossissement et avec l'aide du condenseur, les parties ferrugineuses semblent être formées de stilpnosidérite et de particules représentant les impuretés diverses du calcaire. Le ciment des plages de calcite n'est pas ferrugineux. Quelques plages peuvent représenter un hydroxyde de manganèse.

Il est intéressant de mettre en regard l'analyse complète de la bande rougeâtre de calcite ferrugineuse qui vient d'être examinée avec l'analyse du calcaire et celles de l'ocre rouge.

1° Calcaire des plateaux :

SiO ² libre-comb.	Al ² O ³	Fe ² O ³	Mn ² O ⁴	Cao	MgO	SO ³	P ² O ³	CO ²	H ² O	Total	
0,45	—	1,05	0,35	0,05	51,50	0,25	0,06	0,01	43,0	0,15	99,87

3° Bande calcite ferrugineuse :

3,95	2,05	3,75	1,25	tr.	49,20	tr.	tr.	tr.	38,3	0,76	99,26
------	------	------	------	-----	-------	-----	-----	-----	------	------	-------

3° Ocre rouge, échantillon a :

3,60	40,20	15,40	22,85	tr.	6,20	0,95	0,75	tr.	13,50	99,85
------	-------	-------	-------	-----	------	------	------	-----	-------	-------

4° Ocre rouge, échantillon b :

48,60	18,95	15,65		2,90	1,15	0,95			11,70	99,90
-------	-------	-------	--	------	------	------	--	--	-------	-------

5° Ocre rouge, échantillon c :

3,28	33,98									
------	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--

On voit que la calcite ferrugineuse est bien un terme de passage du calcaire à l'argile ferrugineuse. La silice libre ou quartz de néoformation apparaît avant la démolition de la roche et c'est aussi ce que révèle le microscope.

L'alumine est 3,5 fois plus importante dans la calcite ferrugineuse que dans le calcaire et le fer passe de 0,35 à 1,25 %.

Pour la magnésie, il n'y a jamais de grandes concentrations, même dans l'ocre, alors que les spicules d'Alcyonaires du calcaire callovien en contiennent une teneur importante sous forme de carbonate de magnésie. Mais il ne faut pas oublier que le Callovien ne constitue qu'une partie du remplissage et que dans ces conditions la migration de la magnésie des spicules suffit pour expliquer les teneurs de 0,95 et 1,15 de l'argile ferrugineuse par rapport aux teneurs en MgO de 0,25 du calcaire.

Il est remarquable que la teneur en silice combinée soit déjà de 2,05 dans la calcite ferrugineuse. Cependant le rapport $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ montre qu'il n'est pas normal entre les équivalents. Il en est de même du rapport $\frac{\text{H}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$. On peut croire que l'on

a affaire à un silicate beaucoup moins riche en silice que la kaolinite. Au microscope, on ne trouve pas trace de ce silicate ailleurs que dans les plages de calcite où il formerait déjà les rudiments d'une argile ferrugineuse.

Le calcaire qui est en contact avec la calcite ferrugineuse est *fragmenté*, les fausses oolithes formées et les microorganismes ou débris de fossiles (tiges de crinoïdes, etc...) sont très légèrement minéralisés par le fer au voisinage de la calcite et on doit rechercher la provenance du fer.

Si l'on considère que le calcaire normal contient toujours une certaine proportion de fer (0,35 à 0,38 %) et que le ciment de calcite grenue qui se développe au cours de la *fragmentation* est toujours très pur, *hyalin*, ce qui a été observé aussi par BLEICHER [10, 101], on peut penser à une concentration du fer à la périphérie des éléments enveloppés par le ciment.

Mais on peut également imaginer une provenance extérieure du fer comme dans le cas des calcaires minéralisés.

Dans tous les cas, une concentration du fer propre au calcaire est un fait normal si l'on considère que la calcite sous la forme de calcite grenue se déplace avec la plus grande facilité. C'est là un fait très général que j'ai pu observer de multiples fois au cours de mes recherches. On a d'ailleurs ainsi l'explication des bancs de calcite que renferment toujours

les argiles ferrugineuses et qui ont été observées par bien des géologues et notamment par FLEURY.

L'émigration de la calcite laisse en présence tous les constituants de l'ocre rouge, sauf les éléments d'origine exogène qui ont pénétré par remaniement. L'étude micrographique des argiles ferrugineuses, remaniées ou non, est à cet égard très instructive. Cette étude est utilement complétée par une séparation par lévigation des éléments étrangers.

C'est ainsi que j'ai acquis la certitude que l'on doit considérer deux sortes d'ocres rouges : l'une d'âge Pliocène résultant du remaniement d'argiles ferrugineuses préexistantes, l'autre d'âge indéterminé, dont l'évolution continue encore aujourd'hui et dont la masse s'accroît aux dépens du calcaire.

Il faut même considérer que l'ocre Pliocène a subi partiellement une évolution postérieure à son dépôt, car elle renfermait des éléments calcaires qui ont évolué et dont le microscope permet de déceler encore la trace.

Pour terminer cette question, je vais donner les résultats de l'étude micrographique d'un contact entre l'ocre rouge et un os fossile (pl. IX., fig. 1).

On distingue en premier lieu des oolithes minéralisées par l'hématite et qui peuvent provenir du Callovien. La trame qui constitue le fond de la roche doit être rapportée en grande partie à un silicate d'alumine avec stilpnosidélite et hématite en masses brunâtres. A part ces masses brunâtres, le fond même de la roche apparaît en jaune orangé en lumière naturelle. Il faut tenir compte des oxydes et des hydroxydes de fer dans l'ocre pour expliquer sa rubéfaction qui n'est pas seulement ici, une précipitation de l'oxyde de fer à la surface des éléments siliceux, comme M. A. DEMOLON l'a montré pour les limons [39, 52].

Dans la masse on voit des grains de quartz de deux origines différentes. Les uns arrondis sont clastiques et les autres qui ont des inclusions calcaires avec un contour tourmenté sont secondaires. Ce qui le montre bien, c'est la présence de quartz de néoformation dans l'os même. Ce dernier donne les couleurs de l'apatite en lumière polarisée. L'ocre a pénétré dans l'os en utilisant de fines fissures.

Dans l'ocre, on voit de loin en loin des zones de calcite grenue teintée par le fer qui représentent, je crois, le terme ultime de l'évolution d'un élément calcaire. On voit aussi ça

et là de petits fragments de tissu osseux qui donnent les caractéristiques de l'apatite en lumière polarisée.

A part les éléments calcaires formés par de la calcite grenue et qui sont en pleine évolution, on rencontre dans l'ocre rouge des éléments analogues aux poupées du Loess. Leurs formes sont souvent identiques comme il est facile de le voir en comparant les éléments des ocres à ceux du Loess figurés par Mlle Vera MALYCHEFF [75, pl. XXII].

Leur couleur est toujours moins foncée que celle de l'ocre, quelques-uns sont même blanchâtres.

J'ai examiné une douzaine d'échantillons en lame mince. En lumière naturelle, on voit que la roche est essentiellement composée par de la calcite en éléments alignés en ramifications autour d'une branche principale. En lumière polarisée cette disposition donne lieu à de curieux phénomènes de compensation. On voit des quartz de formation secondaire, quelques plages de limonite, quelquefois on rencontre des oolithes ferrugineuses en petit nombre. Le manganèse peut être représenté à la périphérie par des dendrites. Les cavités (fissures de retrait du loess) sont entourées par de la calcite grenue.

Toute la calcite est généralement teintée par le feu.

Une analyse complète a donné les résultats suivants :

SO ²	Al ² O ³	Fe ² O ³	Mn ² O ⁴	CaO	MgO	SiO ²	P ² O ⁵	BaO	CO ²	H ² O	Total
6,7	4,9	3,7	0,2	44,8	tr.	6,4	tr.	0,4	31,5	0,9	99,80

La composition et la structure de cette roche ressemblent ainsi beaucoup au premier stade d'évolution du calcaire vers l'ocre tel que je l'ai défini ci-avant. Dans ces conditions on doit voir dans ce que l'on serait tenté d'appeler des concrétions, un terme d'évolution du calcaire vers l'ocre.

Lorsque l'on rencontre des oolithes ferrugineuses dans un échantillon, on peut alors penser qu'il s'agit d'un calcaire callovien.

b) *Ocre jaune*

L'ocre jaune est anté pliocène car elle est toujours recouverte par les os fossiles. Cette observation a vraiment un caractère de généralité dans les gisements des coupes de bois 20 (7^e série) et 14 (9^e série). Il ne faut donc pas confondre cette limite stratigraphique avec celle des deux argiles qui remplissent les diaclases dans les carrières. Dans ce dernier cas, il s'agit sans doute de la superposition d'une argile colorée

par l'oxyde de fer anhydre à une argile colorée par l'hydroxyde, la couche péroxydée étant la couche rouge supérieure. La limite purement artificielle dépend de l'hydratation et de l'oxydation du terrain.

L'ocre jaune correspond à l'analyse suivante :

SiO ²	Al ² O ³	Fe ² O ³	CaO	MgO	SO ²	Perte au feu	Total
58,75	11,20	12,95	5,40	1,15	0,60	9,70	99,75

L'ocre jaune est souvent stratifiée et lorsqu'on la traite par lévigation, on voit qu'elle renferme beaucoup d'oolithes ferrugineuses mais qu'elle renferme rarement des pisolithes ou des nodules de limonite.

Examinée en lames minces, au microscope, l'ocre jaune apparaît comme étant constituée par les éléments suivants :

1° Des oolithes ferrugineuses opaques de forme ovoïde voisinant avec de nombreux débris d'oolithes. On remarque un alignement général dans le champ du microscope des oolithes et des fragments d'oolithes.

2° Des fausses oolithes minéralisées par la limonite. La coupe leur donne une forme ovale et on remarque beaucoup de fragments de fausses oolithes. Il y a aussi ici un alignement général des éléments.

3° De nombreux grains clastiques de quartz classés et alignés.

4° De l'apatite en fragments anguleux disséminés.

C'est donc une argile ferrugineuse stratifiée indiquant un dépôt en eaux tranquilles.

c) « Grouine »

Je donne ce nom, employé à différentes reprises par BLEICHER pour caractériser des amas de débris calcaires plus ou moins menus recouverts par une terre rouge notamment dans les fissures du plateau de HAYE [10, 183], pour désigner les débris calcaires souvent cimentés par la calcite qui sont subordonnés à l'ocre jaune dans les fractures de la forêt d'Arc.

Au microscope, la roche apparaît comme étant très hétérogène. On distingue :

1° Des plages de calcaire sublithographique ayant un aspect dépoli, ayant fréquemment des contours dentelés à aspect corrodé. Souvent ces plages sont pourvues d'oolithes et alors de vraies oolithes à structure concentrique sont nettement tron-

connées par les contours dentelés des plages calcaires. Ce sont donc des calcaires oolithiques qui se sont trouvés précipités dans les fractures.

2° Des oolithes ferrugineuses en limonite, formant quelquefois des oolithes composées.

3° De très grandes oolithes en limonite voisinant avec des oolithes allongées de moindre taille. Souvent les oolithes renferment des plages de ciment comme nucléus et elles sont fractionnées.

4° Un ciment toujours très riche en quartz est composé d'une trame d'argile ferrugineuse, plus ou moins riche en fer. Certaines plages sont remplies par la calcite en grandes plages, d'allure filonienne.

D'autres plages de calcaire dépoli ne comportent pas d'oolithes. Souvent les plages calcaires sont en voie de complète désorganisation. On les voit passer au ciment. Même les vraies oolithes sont tronquées au cours de ce passage.

Ce calcaire à aspect dépoli, sublithographique présente encore un caractère spécial : son aspect est sale, sans couleur précise qu'il renferme de vraies oolithes ou de fausses oolithes, il a une couleur glauque, un aspect trouble en lumière naturelle.

Le passage progressif au ciment se signale par deux caractères :

1° Corrosion à la périphérie des plages calcaires leur donnant un contour imprécis, dentelé, avec à la périphérie, entamant le calcaire, un dépôt ferrugineux du même aspect que le ciment ;

2° Dans les plages calcaires, on voit de légers dépôts analogues au ciment lui-même.

Certaines plages calcaires semblent cependant très différentes des autres, leur aspect les rapproche du calcaire jaunâtre du callovien alors que le calcaire oolithique à aspect dépoli, sublithographique, est manifestement du Bathonien supérieur. Ce n'est cependant qu'une impression erronée, car une étude attentive de ces plages, d'un jaune sale, chargée de limonite, montre qu'à leur périphérie subsiste presque toujours quelques témoins du calcaire sublithographique bathonien.

Ceci nous montre deux choses :

a) Les plages de calcaire bathonien sublithographique peuvent à la fois subir une corrosion par la périphérie et une corrosion par le centre ;

b) Il n'y a pas de plages discernables du calcaire callovien,

mais les oolithes ferrugineuses ovoïdes disséminées dans le ciment peuvent être attribuées à ce terrain.

Il en résulte que l'apport dû au Callovien est plus faible en profondeur qu'en surface, dans les fractures. La « grouine » est essentiellement formée aux dépens du Bathonien supérieur, c'est-à-dire du calcaire gris, rosé qui couronne les plateaux entre Rouville et Chateaufvillain.

Dans les temps qui ont précédé le Pliocène Supérieur, les fractures étaient donc remplies, au fur et à mesure de leur élargissement par voie chimique, à l'aide du Bathonien Supérieur des épontes et les phénomènes de transport étaient inconnus.

A la « grouine », je rattacherai la brèche fossilifère de la coupe 20 de la 7^e série, quoique sa situation stratigraphique ne soit pas comme la « grouine » à la base de l'ocre jaune, mais bien à la base de l'ocre rouge.

Leurs compositions minéralogiques sont en effet les mêmes. La brèche à *H. Major* et à *E. Stenonis* est composée de débris calcaires appartenant au Bathonien supérieur, cimentés par de la calcite et renfermant de nombreuses oolithes ferrugineuses et quelques fossiles calloviens. Je noterai cependant dans cette brèche des indications nettes de phénomènes mécaniques qui n'existent pas dans la « grouine ».

d) Produits ferrugineux

Oolithes :

Les oolithes ferrugineuses que l'on rencontre dans l'ocre jaune, ou à son voisinage, sont de deux sortes : les unes, sphériques, ressemblent à celles qui sont contenues dans les calcaires à *Kepplerites calloviensis*, les autres ovoïdes, souvent fragmentées, proviennent d'un calcaire remanié. Les premières sont d'ailleurs toujours accompagnées des débris, en menus fragments, du calcaire qui les renfermait. La désorganisation du calcaire s'est opérée in situ.

Les oolithes mises en liberté peuvent être agglomérées par un ciment ferrugineux et leur analyse générale ne les distingue pas des oolithes du Callovien.

Sur un prélèvement opéré dans la coupe de bois n° 21 de la 9^e série, les teneurs suivantes ont été relevées :

SiO ²	Al ² O ³	FeO	MnO	CaO	MgO	SO ⁴ H ²	P ² O ⁵	PF	Total
12,60	7,72	66,22	0,18	0,20	0,65	0,17	0,83	11,40	99,97

Or M. CAYEUX indique d'après RICAUD l'analyse moyenne suivante des minerais *lavés* de Latrecey, Créancey, Bricon, « peu variable d'un point à un autre » [31, 84] :

SiO ²	Al ² O ³	Fe ² O ³	Mn ² O ⁴	CaO	H ² O et CO ²	Total
7,40	7,10	67,30	1,00	2,50	16,10	101,40

Teneur en fer : 47,10.

En même temps que l'on remarque une grande analogie entre les produits résultant d'un lavage naturel dans les fractures et celui qui résulte d'un lavage artificiel, d'après RICAUD, on constate la présence d'une certaine teneur en manganèse dans les oolithes. D'autre part, on remarque aussi une certaine teneur en magnésie dans les minerais de la forêt d'Arc.

Pisolithes et Nodules ferrugineux :

Je vais avoir maintenant à tenir compte d'une autre catégorie de produits ferrugineux. J'ai montré précédemment que la minéralisation des calcaires qui débute par une légère substitution de l'hydroxyde de fer ou de manganèse au carbonate de chaux, soit à la périphérie, soit au centre des fausses oolithes d'un calcaire « fragmenté », se poursuit finalement partout à travers le ciment. Seules demeurent, ai-je ajouté, éparses dans la masse, des plages de quartz de néo-formation.

Or, la partie la plus fortement minéralisée des épontes est celle qui est en contact avec les argiles ferrugineuses. Il est utile ici de préciser le point suivant : si l'on examine une surface appréciable des épontes, comme il est facile de le faire dans la galerie partant du puits de la coupe de bois n° 20 de la 7^e série, on voit que la minéralisation est disséminée. Autrement dit, tantôt le calcaire « *fragmenté* », d'abord faiblement minéralisé, puis fortement minéralisé, passe insensiblement du calcaire (formé de carbonate de chaux à teneur normale en fer) à la limonite ; tantôt le calcaire « *fragmenté* » passe comme je l'ai également montré aux argiles ferrugineuses.

J'ai toujours remarqué que la minéralisation était maxima au départ des fines fractures des roches, comme il s'en produit inévitablement au voisinage des failles. Il est facile d'en déduire que les zones entièrement minéralisées sont les zones fissurées ; les zones passant aux argiles ferrugineuses sont les zones saines, mais toujours poreuses,

Il est donc normal de rencontrer dans les argiles ferrugineuses les pisolithes et les nodules ferrugineux que je vais étudier.

Mais il arrive que l'on rencontre dans le remplissage des roches qui n'appartiennent pas d'une façon exclusive aux épontes et qui néanmoins sont minéralisées. L'examen d'une roche semblable illustrera bien ce qui va suivre.

Roche minéralisée dans la fracture :

A l'œil nu, tous les éléments qui composent cette roche paraissent noyés dans une trame de manganèse qui donne à la roche un aspect noirâtre très marqué et l'impression que l'on a, est que cette roche est une brèche cimentée par le manganèse.

Au microscope, on remarque :

1° Une section d'augite ;

2° De vraies oolithes soit en hématite rouge, soit en limonite. Les unes et les autres sont quelquefois en voie de minéralisation secondaire par le manganèse.

Dans ce cas on distingue :

a) dans certaines oolithes la substitution du manganèse au fer (tous deux étant à l'état d'hydroxydes) à la périphérie ;

b) la substitution du manganèse au fer à la périphérie et un fragment de zone interne minéralisée par le manganèse ;

c) des plages formées d'oolithes composées avec dépôt de manganèse à la périphérie de chaque oolithe et quelquefois dans l'oolithe même ;

d) des oolithes complètement minéralisées secondairement par le manganèse ;

e) des fausses oolithes complètement minéralisées par la limonite apparaissant en brun ;

f) des oolithes en hématite rouge, remaniées, plus ou moins ébréchées.

Le ciment est représenté avant tout par un hydroxyde du manganèse renfermant des plages de calcaire à aspect sale.

Le quartz a deux provenances :

a) des quartz en fins éléments avec inclusions de calcite sont de néoformation ;

b) des éléments de plus grande taille corrodés à la périphérie, contours dentelés mais présentant nettement l'extinction roulante sont des grains clastiques.

Les quartz secondaires sont surtout représentés dans les fausses oolithes alors que le quartz clastique est rencontré dans le ciment lui-même,

Dans le ciment, des fragments nombreux de tissu osseux donnent en lumière polarisée les caractères de l'apatite.

Certains montrent des petits os en coupe transversale.

Quelques-uns sont plus ou moins pénétrés par le fer ou le manganèse.

En somme, la minéralisation est représentée par :

1° des oolithes vraies en hématite rouge ;

2° des oolithes en limonite ;

3° des fausses oolithes dont l'état de minéralisation est moins avancé que le terme ci-dessus.

Ces trois termes sont plus ou moins minéralisés secondairement par le manganèse.

Il est même probable que pour le terme 2, les étapes sont les suivantes :

Hématite rouge → limonite → limonite avec substitution partielle par le manganèse.

Dans le terme 3, on voit de belles pénétrations du manganèse par dendrites.

En somme, cette roche est bien une brèche, c'est-à-dire la cimentation d'éléments de provenance différente par des hydroxydes de fer et du manganèse. Mais l'examen micrographique montre que cette roche évolue par substitution des hydroxydes de fer et de manganèse au calcaire, seuls les quartz demeurant en partie au moins sans modification notable. On note enfin la substitution secondaire du manganèse au fer.

Ces roches ne sont pas rares dans le remplissage des fractures et à titre d'exemple, je citerai quelques particularités :

1° Un fragment de tissu osseux est noyé dans une trame de manganèse, le tout étant entouré par la limonite ;

2° On distingue encore dans cette préparation à l'état de rares plages noyées dans la limonite, du calcaire à aspect sale contenant de nombreux grains très fins de manganèse ;

3° On rencontre du quartz clastique en gros éléments ;

4° Certaines oolithes, oolithes remaniées, sont presque complètement envahies secondairement (peut-être en 3^e ordre) par le manganèse qui s'est substitué à la limonite (venant peut-être elle-même d'une minéralisation initiale par l'hématite rouge). Je puis admettre à titre d'hypothèse cette origine qui est celle de beaucoup d'oolithes.

En définitive, la conclusion qui s'impose est que des fragments de roches diverses peuvent être complètement

minéralisés dans la fracture, puis cimentés et que seuls subsisteront alors les grains de quartz clastiques ou non.

Je suis arrivé à une conclusion identique à la suite de l'étude de la minéralisation maxima de certains points des épontes.

Pisolithes :

Les pisolithes que l'ocre rouge contient en grand nombre sont généralement opaques sur toute la surface de la cassure, mais il arrive cependant que certains éléments montrent une zone interne formée uniquement d'argile ferrugineuse jaune avec seulement une mince pellicule noire et brillante à la périphérie. Ces derniers éléments se trouvent toujours dans l'ocre rouge au contact avec l'ocre jaune. Il s'agit sans doute d'un remaniement de cette dernière avec dépôt ferrugineux à la périphérie des éléments remaniés.

Les pisolithes noyés dans l'ocre rouge sont très différents, leurs formes sont souvent tourmentées, mais leur surface est toujours très brillante.

G. BLEICHER a étudié différents gisements de minerai de fer pisolithique [9, 6] et il a distingué un noyau principal entouré de couches concentriques corticales.

Dans les pisolithes que j'ai étudiés, je n'ai jamais rencontré de couches concentriques. On peut dire qu'entre ces pisolithes et ceux qui ont été étudiés par BLEICHER, il y a la même différence qu'entre les fausses et les vraies oolites.

Si l'on attaque les pisolithes avec l'acide chlorhydrique, on peut poursuivre l'attaque jusqu'à la disparition totale du pisolithe, sans rencontrer de noyau. Les produits de la démolition du pisolithe sont représentés en général par une gangue ferrugineuse et des grains très fins de quartz.

Au microscope, des lames très fines permettent de déceler la composition interne des pisolithes. Trois échantillons provenant de la coupe 14 de la 9^e série donnent les indications suivantes, d'après l'étude micrographique :

Echantillon n° 1. — Trame formée des hydroxydes de fer et de manganèse enveloppant des quartz à inclusions calcaires. Quelques oolites ferrugineuses déformées sont noyées dans la masse. Ces oolites sont minéralisées par l'hématite rouge.

Echantillon n° 2. — Pisolithe typique à cassure noirâtre et à surface noire très brillante. Matière ferrugineuse presque complètement opaque enveloppant de fins grains de quartz. C'est en somme la même matière que ci-dessus, mais le grain

en est plus serré. Il en résulte une homogénéité relative du milieu qui renferme les quartz. Cependant en faisant usage du condenseur, on remarque au moins en certains points quelques vestiges d'une trame identique à celle de l'échantillon n° 1.

Echantillon n° 3. — Limonite caverneuse dans laquelle on voit :

1° une trame complexe avec des zones noir foncé qu'il faut attribuer au manganèse, voisinant avec des zones brunâtres de limonite ;

2° la trame enveloppe des fins éléments de quartz. La plupart de ces quartz examinés avec un fort grossissement montrent des inclusions de calcite ;

3° le manganèse disposé en trainées comme dans les calcaires minéralisés. Cette disposition est particulièrement nette ;

4° dans la trame de limonite, certaines zones semblent appartenir à l'hématite rouge.

Bref, les calcaires complètement minéralisés dont l'histoire est maintenant connue ne diffèrent pas des pisolithes de l'ocre rouge.

Comme d'autre part la surface des épontes est rugueuse et que l'on voit la limonite qui s'est substituée au calcaire former des aspérités, on arrive à la conception suivante : les pisolithes peuvent s'être formés au sein de l'argile ferrugineuse ou dans la partie minéralisée des épontes. Dans les deux cas, leur origine réside dans la substitution des hydroxydes de fer et de manganèse au carbonate de chaux.

Cette origine n'avait pas échappé à VAN DEN BROECK. Cependant cet excellent observateur n'en avait pas donné la démonstration.

Nodules ferrugineux :

Des nodules disséminés dans l'ocre rouge, surtout à la base ne donnent pas autre chose au microscope que ce que j'ai indiqué ci-dessus pour la composition des pisolithes. Leur origine est sans doute la même et leur surface est mamelonnée comme celà est nettement indiqué par BLEICHER [9, fig. 8].

Si maintenant je compare les analyses complètes des pisolithes et des nodules, l'analogie est encore plus frappante.

Pisolithes de la coupe 14 de la 9^e série :

SiO ²	Al ² O ³	FeO	MnO	CaO	MgO	SO ⁴ H ²	P ² O ⁵	P. F.	Total
2,36	1,92	81,87	0,25	1,80	0	0,11	0,21	11,40	99,92

Rognons noduleux de Sautreuil :

1,10	0,88	86,50	0,05	0,35	tr.	0,13	0,11	10,80	99,92
------	------	-------	------	------	-----	------	------	-------	-------

Rognons noduleux de la coupe 22, 9^e série :

1,42	0,28	87,35	0,28	tr.	tr.	0,27	0,11	10,20	99,91
------	------	-------	------	-----	-----	------	------	-------	-------

Ces dernières analyses ont été exécutées par mon confrère de la Société Géologique, le distingué chimiste Roger CAMPREDON. Du même auteur est également l'analyse des oolithes précédemment indiquée.

Certains nodules ferrugineux que j'ai eu l'occasion d'examiner en d'autres régions m'ont paru avoir une origine très différente. Ces nodules en boule rayonnée ne sont sans doute que des nodules de marcasite transformée en limonite. On sait en effet que dans la craie cette transformation est souvent inachevée et toute superficielle.

Il semble donc qu'ici encore des phénomènes de convergence doivent être signalés.

Source des métaux :

On constate dans cette étude une parenté remarquable entre les divers produits ferrugineux : oolithes, pisolithes, nodules. D'autre part j'ai montré l'analogie qu'il y a entre les oolithes remaniées dans les fractures et les oolithes du Callovien. Les analyses de RICAUD sont éloquentes. Enfin on peut rapprocher de ces produits ferrugineux les calcaires minéralisés des épontes. Je vais grouper ces analyses dans le tableau qui suit :

Constituants	Oolithes	Calcaires minéralisés	Pisolithes	Modules :	
				a	b
Silice SiO ²	42,60	1,05	2,36	1,10	1,42
Alumine Al ² O ³	7,72	0,47	1,92	0,88	0,28
Oxyde de fer FeO	66,22	6,90	81,87	86,50	87,35
Oxyde de manganèse MnO.....	0,18	3,09	0,25	0,05	0,28
Chaux CaO	0,20	48,75	1,80	0,35	tr.
Magnésie MgO	0,65	0,36	0	tr.	tr.
Acide sulfurique	0,17	0,10	0,11	0,13	0,27
Acide phosphorique	0,83	0,12	0,21	0,11	0,11
Perte au feu	11,40	39,10	11,40	10,80	10,20
Total	99,97	99,94	99,92	99,92	99,91

Dans les calcaires non minéralisés, la teneur en magnésie est de 0,21 à 0,25, la teneur en acide sulfurique de 0,06, à l'état de traces, la teneur en acide phosphorique de 0,01 à l'état de traces, la teneur en oxyde de fer oscille autour de 0,35 et la teneur en oxyde de manganèse autour de 0,05. On ne peut donc pas dire qu'ils n'existent pas dans le calcaire normal.

L'« *altération pâteuse* », c'est-à-dire ce faciès d'évolution des calcaires caractérisé par une modification cristalline du ciment suivie de l'émigration de la calcite caractéristique de la *décalcification*, peut amener des concentrations importantes du fer, du manganèse, de la magnésie, etc....

Mais la présence des témoins calloviens avec leurs fossiles dans les fractures montre que les minerais de fer sédimentaires ont hâté la minéralisation des calcaires, amenant ainsi la création de nouveaux minerais, qui eux sont l'aboutissement logique d'une évolution continentale.

e) *Sables et alluvions diverses*

En différents points des fractures élargies et surtout dans la coupe 14, 9^e série, j'ai rencontré sous la couche de limon et de terre végétale de véritables alluvions qui ainsi que je m'en suis rendu compte ne forment pas des lits continus. Quelquefois ces alluvions s'enfoncent dans l'ocre rouge, d'autres fois elles forment des paquets isolés dans l'ocre. Il est hors de doute qu'elles ont été en partie décalcifiées.

Leur caractère alluvial est très marqué, car si des graviers sont subsphériques, ce qui indiquerait un parcours très limité, d'autres cailloux plats et polis ne diffèrent pas des alluvions actuelles de l'Aujon et de l'Aube.

J'y ai rencontré un os fossile transformé en galet. La fig. 1 de la planche I me dispense d'un plus long discours.

Ces alluvions sont emballées dans une vase calcaire de couleur jaunâtre.

Par classification aux tamis, on distingue :

- 1^o des cailloux roulés et des galets de 4 à 1 cm de diamètre;
- 2^o des graviers de 1 cm à 0 cm 5 ;
- 3^o des sables de 5 mm à 2 mm 5 ;
- 4^o des sables de 2 mm 5 à 1 mm et < 1 mm ;
- 5^o une vase jaunâtre résultant de la lixiviation de ces alluvions.

La grande majorité des éléments est calcaire, mais on rencontre de temps en temps des grains de quartz qui ne

dépassent pas 2 à 3 mm de diamètre. Ces grains ont leurs angles parfaitement polis quoi qu'ils ne soient pas sphériques.

Dans la vase, on rencontre des éléments très nettement clastiques : feldspaths, tourmaline, zircon, etc...

Au microscope, les grains calcaires montrent des oolithes à structure concentrique non minéralisées. Ce calcaire ressemble beaucoup au calcaire gris rosé qui couronne les plateaux entre Rouville et Chateaufvillain et que j'ai d'ailleurs trouvé en blocs isolés dans les fractures.

On remarque aussi, dans les alluvions, des oolithes ferrugineuses disséminées.

Ces alluvions sont à rapprocher de certaines ocres jaunes sableuses et stratifiées. Les algues d'eau douce fossiles du genre *microcoleus paludosa* indiquant que l'eau a séjourné dans les fractures élargies; la présence d'alluvions qui ont pu être en partie décalcifiées montre que l'érosion fluviale a, dans certains cas, aidé l'érosion chimique.

Etude du recouvrement superficiel : limons

La couche d'ocre rouge avec ou sans alluvions qui forme le remplissage supérieur des fractures est surmontée de limons jaunâtres qui dissimulent aux regards les réseaux des fractures élargies. Parfois, comme dans la coupe de bois n° 2 de la 8^e série, la terre végétale est presque inexistante.

Dans cette coupe j'ai fait des fouilles systématiques comme d'ailleurs sur les hauts plateaux qui bordent l'Aube entre Juvancourt et Cirfontaine-en-Azois. L'épaisseur du limon est variable, mais 0 m. 60 indique souvent une moyenne.

Les deux limons présentent d'ailleurs des ressemblances remarquables au point de vue composition chimique comme en témoignent les deux analyses suivantes :

Limon de Juvancourt :

P. F.	SiO ²	Al ² O ³	Fe ² O ³	CaO	MgO	Alcalis en K ² O	TiO ²	SO ²	Total
9,5	69,5	13,5	0,5	4,6	tr.	1,7	0,3	0	99,6

Limon de la forêt d'Arc :

7,1	73,5	12,4	4,6	0,4	tr.	1,6	0,3	0	99,9
-----	------	------	-----	-----	-----	-----	-----	---	------

Ces dernières analyses ont été effectuées par M. BOULANGER, Chef des travaux de chimie minérale à la Sorbonne qui a

également relevé 51,8 de silice libre dans les limons de Juvancourt et 58,7 dans les limons d'Arc, ce qui porte les teneurs en silice combinée respectivement à 17,7 et 14,8 %.

Classés aux tamis, ces deux limons donnent une très grande proportion de poussière variant d'un diamètre de 0 mm 05 à 0 mm 01 et au-dessous de 0 mm 01 %.

Cette caractéristique jointe à l'analyse générale rapproche ces limons d'un loess décalcifié ou d'une terre à brique suivant les indications données par Mlle Vera MALYCHEFF [75, 156, 161, 174].

Sur le terrain, le limon renferme parfois dans la forêt d'Arc des galets siliceux que j'ai noté comme ayant appartenu à une formation crétacée ou tertiaire, littorale ou alluviale. On y trouve aussi des cailloux calcaires qui présentent ainsi que le substratum d'ailleurs, le phénomène de l'« altération pâteuse », enfin le passage aux tamis fait apparaître quelquefois des grains de limonite remaniés.

Au microscope, on distingue :

- 1° des débris de tige hématisés ;
- 2° des grains de quartz clastiques en très petit nombre ;
- 3° de nombreux grains fins et anguleux de quartz à contours dentelés, renfermant souvent des inclusions calcaires ;
- 4° des phyllites plus fines que le quartz ;
- 5° de fins et rares cristaux (limon de la forêt d'Arc) ayant les caractéristiques du gypse soit : une forme lenticulaire rappelant la macle par hémitropie autour d'un axe normal à $a \frac{1}{2}$, ces cristaux dont biaxes et leur signe est positif. La rareté de ces éléments ne permet malheureusement pas de les isoler pour obtenir d'autres caractéristiques telles que le poids spécifique. Leur extrême petitesse interdit la mesure de la dureté. Je donne donc cette détermination sous des réserves, quoique probable.

Il y a des preuves que du limon se forme par décalcification des calcaires du substratum ou des calcaires qu'il renferme.

Des lames minces pratiquées à cheval sur le calcaire du substratum et sur son recouvrement blanchâtre indiquent que ce dernier est formé de calcite grenue qui tranche nettement sur le ciment très fin du calcaire normal.

Ce changement d'état cristallin amène la mise en liberté des cristaux de calcite grenue, ce qui rend la roche farineuse.

Sous l'action des eaux météoriques chargées d'acide car-

bonique, la calcite grenue est dissoute et le carbonate de chaux peut être entraîné par les multiples fissures du plateau. Cette migration de la calcite amène nécessairement une concentration de la silice, de l'alumine et du fer.

La migration de la calcite s'opère toujours par l'intermédiaire de cristaux déjà volumineux et la calcite se déplace d'autant plus facilement qu'elle est plus largement cristallisée. A cet égard, la calcite de remplissage des filons en larges cristaux maclés ou non bat tous les records.

Un fait intéressant est sur ces calcaires des plateaux un très léger début de « fragmentation » à l'extrême limite supérieure des bancs. Les microorganismes sont faiblement dégagés, mais aucune minéralisation n'apparaît.

Cette seule observation tendrait à montrer que la « fragmentation » des calcaires s'opère sous l'influence de l'eau et que la minéralisation ne peut suivre que si la source du fer n'est autrement assurée que par la simple concentration des sels de fer du calcaire bathonien.

D'autre part, l'absence ici du manganèse est la preuve semble-t-il que dans le remplissage des fractures, tout le manganèse vient des oolithes du Callovien. Je rappellerai ici que RIGAUD (*op. cit.*) en indique dans tous les minerais oolithiques de la côte.

Dans une très intéressante étude M. G. DUBOIS a classé les limons en limons éluviaux, de ruissellement, de solifluxion, éoliens, etc. [46].

Il semble que dans le cas présent, il soit difficile de classer ce limon qui apparaît comme singulièrement complexe.

La présence de tiges hématisées et la qualité du grain en font pour une partie un limon éolien. L'analyse chimique le rapproche des limons éoliens décalcifiés.

Par contre la décalcification du substratum est un indice d'une formation partielle éluviale.

Enfin, il faut noter la présence d'éléments étrangers qui ont appartenu à une formation disparue.

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS

Les recherches systématiques que j'ai faites sur les calcaires des plateaux ont mis en évidence des phénomènes très nets d'évolution continentale au départ d'un calcaire que j'ai qualifié de calcaire normal.

Ce calcaire, étudié par lames minces partout où il forme une surface structurale, présente les caractères suivants :

Absence totale d'oolithes ou de fausses oolithes ;

Présence de quelques plages occupées par des hydroxydes de fer et de manganèse, sans élection pour les microorganismes ;

Présence de rares plages clastiques de quartz ;

Présence de microorganismes ou de débris de test de divers fossiles, noyés, dans un ciment homogène à grain assez serré.

On remarque déjà une évolution du calcaire au voisinage immédiat des limons superficiels, mais celle qui est la plus caractéristique se produit sur une certaine distance au départ des fractures et des diaclases qui leur sont associées.

En partant du calcaire normal et en se rapprochant d'une fracture, le premier stade d'évolution est la différenciation qui s'opère autour de masses particulièrement homogènes du calcaire. C'est sans doute cette homogénéité qui amène le calcaire à prendre peu à peu une forme globuleuse, qu'il finit par réaliser complètement. Cette évolution qui avait déjà été remarquée par M. CAYEUX pour les calcaires de Change (Saône-et-Loire) est suivie au microscope, dans les préparations, depuis l'apparition d'un rudiment de presqu'île jusqu'à la formation d'îlots (2^e stade). L'évolution continuant, le développement d'un véritable ciment, autour de zones globuleuses, amène un resserrement du grain de celles-ci. Quant aux microorganismes et aux débris fossiles, ils sont libérés comme le seraient de fausses oolithes préexistantes. Le ciment est alors formé de calcite grenue (3^e stade).

L'évolution du calcaire lui donne un aspect dépoli et d'autre part, les microorganismes jouent un rôle important dans la fragmentation.

Au voisinage des fractures, le calcaire fragmenté est minéralisé. On voit la substitution des hydroxydes de fer et de manganèse s'opérer aux dépens de la calcite, soit d'abord à la périphérie des éléments, soit directement en commençant par le centre.

Dans les épontes, la minéralisation atteint le ciment dans certaines zones et on voit alors la silice se substituer elle-même à la calcite en formant des grains de quartz secondaire avec inclusions calcaires.

Les analyses de calcaires minéralisés par substitution, comparées aux analyses du calcaire normal, permettent de remarquer :

une augmentation très nette de la silice aux points présentant une minéralisation maximum ;

une diminution de la teneur en alumine ;

une teneur en fer et en manganèse d'autant plus importante que le calcaire est davantage minéralisé.

Par contre, la teneur en chaux et en acide carbonique diminue dans les mêmes proportions ;

Une augmentation notable en acide sulfurique et en acide phosphorique.

J'ai signalé d'autre part des cas curieux de formation d'oolithes dans les calcaires tombés dans les fractures. L'un d'eux montre toutes les étapes successives, depuis une seule mince plage de calcite grenue entamant la périphérie d'une fausse oolithe, jusqu'à une couronne périphérique complète. Le stade le plus avancé réalise deux couronnes qui peuvent être ou non concentriques.

Etudiant ensuite le remplissage des fractures, j'ai montré qu'on pouvait le considérer comme étant formé de deux sortes de matériaux :

1° les matériaux exogènes comme les blocs de calcaire du Bathonien supérieur et du Callovien tombés dans les fractures, les galets siliceux et évidemment les os fossiles ;

2° les matériaux endogènes comme :

- a) les argiles ferrugineuses ;
- b) les produits ferrugineux divers tels que les oolithes, les pisolithes et les rognons ferrugineux ;
- c) les sables et les cailloux fluviaux.

Dans les matériaux exogènes, les calcaires gris, rosés, du Bathonien supérieur se font remarquer par un développement inusité du ciment qui passe de la calcite à grain fin à la calcite grenue, puis, à la calcite filonienne en grandes plages. La minéralisation est assurée, soit par le manganèse qui se substitue au calcaire à la périphérie des oolithes, pour les pénétrer en émettant des dendrites vers l'intérieur des oolithes, soit par la limonite qui forme d'abord un liseré à la périphérie ou qui minéralise en même temps le centre de l'oolithe.

Dans les calcaires du Callovien à *Keplerites calloviensis*, l'évolution continentale du ciment amène la disparition totale des nombreux spicules d'alcyonnaires ; le ciment à grain fin devient un ciment de calcite grenue. Les oolithes passent par les stades suivants : hématite rouge, limonite, hydroxyde de manganèse. Ce dernier se substitue à la limonite par minéra-

lisation secondaire en commençant en général par la périphérie des oolithes.

Les galets siliceux proviennent de terrains cristallophylliens et granitiques mylonitisés. Ils représentent les débris d'une formation crétacée ou tertiaire, littorale ou alluviale qui était déjà démantelée au Pliocène Supérieur. Le quartz des galets a dans certains cas subi un ramollissement analogue à celui des silex de certain tumulus cités par M. LACROIX.

Dans les matériaux endogènes, on doit distinguer :

1° Les calcaires ferrugineux d'âge Pliocène qui sont souvent fortement fixés aux parois des fractures élargies. Ces calcaires à couches d'oolithes ferrugineuses stratifiées ont la particularité de renfermer des algues fossiles d'eau douce du type *Microcoleus paludosa* qui sont décrites de l'Eocène Moyen et des formations lacustres actuelles de Green River (Utah) et des formations miocènes lacustres de la vallée du Rhin (Allemagne).

2° Des ocres rouges dont certaines ont été remaniées au Pliocène Supérieur et se différencient des ocres de néoformation par leur teneur élevée en silice combinée et en argile. Pour les ocres de néoformation, le terme de passage du calcaire à l'ocre est assuré par une calcite ferrugineuse dont l'étude micrographique et chimique ne peut laisser de doute à cet égard. L'émigration de la calcite laisse en présence tous les constituants de l'ocre rouge. On rencontre dans l'ocre rouge des éléments analogues aux poupées du loess. Leur étude micrographique et chimique montre qu'ils ne sont pas des résidus avortés de la décalcification, mais bien un terme d'évolution du calcaire vers l'ocre, terme analogue à la calcite ferrugineuse étudiée ci-dessus, doué cependant d'un état cristallin particulier.

L'ocre jaune anté-pliocène est une argile ferrugineuse stratifiée indiquant un dépôt en eaux tranquilles.

La « grouine » est formée presque exclusivement aux dépens du Bathonien Supérieur. Elle se compose de débris de roches calcaires cimentés par la calcite avec oolithes ferrugineuses. Ces débris sont corrodés, c'est-à-dire qu'ils ont subi des phénomènes de dissolution qui peuvent aussi bien attaquer la périphérie que le centre des éléments. La « grouine » est située au niveau le plus inférieur du remplissage. Elle signifie que dans les temps qui ont précédé le Pliocène Supérieur, les fractures étaient remplies au fur et à mesure de leur élargis-

sement par voie chimique à l'aide des débris du Bathonien Supérieur des épontes ; les phénomènes de transport étaient inconnus.

Les produits ferrugineux sont représentés par les oolithes ferrugineuses, les pisolithes et les nodules ferrugineux. Ils ont entre eux une parenté très bien établie. L'étude micrographique permet de voir que les pisolithes et les nodules ferrugineux sont formés *in situ* ; comme E. VAN DEN BROECK l'avait déjà entrevu, ils proviennent de la minéralisation ultime des calcaires. Cette minéralisation a été assurée par la source de fer importante qui était disponible dans les oolithes du Callovien. Les éléments accessoires : manganèse, magnésie, acide sulfurique, acide phosphorique, sont déjà représentés dans les oolithes ferrugineuses, mais pour certains comme la magnésie, il y a un départ évident et cet élément n'est plus représenté dans les nodules que par des traces. On peut penser que la magnésie émigre définitivement des fractures en suivant une voie *per descensum*.

Les sables et alluvions diverses montrent que dans certains cas l'érosion fluviale a aidé l'érosion chimique.

Ayant terminé l'étude du remplissage, j'ai passé à celle du limon superficiel qui, recouvrant le Pliocène Supérieur, est plus récent que lui.

L'« altération pâteuse », c'est-à-dire ce faciès d'évolution des calcaires caractérisé par une modification cristalline du ciment, suivie de l'émigration de la calcite, caractéristique de la décalcification, peut amener des concentrations des sels ferrugineux et manganésifères. Mais la décalcification ne conduit pas aux ocres sur les plateaux ; elle mène à un limon dont la teneur en fer atteint à peine 5 %. L'existence d'un revêtement pulvérulent sur le substratum montre que le drainage des eaux météoriques n'est pas assuré d'une façon suffisamment active pour permettre d'une façon complète l'émigration de la calcite et partant la concentration des sels ferrugineux.

Le limon de la forêt d'Arc (comme celui des hauts plateaux qui bordent l'Aube et l'Aujon jusqu'à leur confluent) est très complexe. La présence de tiges hématisées et la qualité du grain en font pour une partie un limon éolien. L'analyse chimique le rapproche des limons éoliens décalcifiés. La décalcification du substratum est un indice d'une formation partiellement éluviale. Enfin, il faut noter la présence de galets sili-

ceux qui ont appartenu à une formation disparue et nous ne connaissons pas l'apport que cette dernière a pu effectuer.

Il convient de remarquer tout particulièrement les modifications profondes qui sont apportées dans les sédiments calcaires par la seule différenciation du ciment de carbonate de chaux. La calcite est susceptible de se transformer sous l'action des eaux météoriques en augmentant sans cesse la dimension de ses éléments. La calcite en grands cristaux a des facilités particulières pour l'émigration. La transformation du ciment affecte aussi certains organismes contenus dans les calcaires comme les spicules d'alcyonaires qui n'étant pas susceptibles d'être minéralisés disparaissent complètement.

La modification du ciment permet la circulation des sels de fer et de manganèse en direction inverse du carbonate de chaux auxquels ils se substituent.

L'émigration de la calcite comme je l'ai noté amène en même temps la concentration des sels des mêmes métaux que tout calcaire renferme en faible quantité.

Dans tous les cas, on ne remarque pas dans l'enchaînement de ces phénomènes une chimie compliquée. La seule modification de l'état cristallin du ciment produit dans les calcaires des terrains continentaux de profonds changements.

Quant à l'interprétation définitive du Pliocène, elle est possible maintenant avec de nouveaux éléments.

Sur un réseau de failles et de diaclases élargies par érosion chimique, s'est installé sur ce qui représente actuellement des plateaux, un régime lacustre dont le tracé actuel des « mardelles » représente en partie l'image.

Les lacs peu profonds avaient une allure ganglionnaire et si parfois ils ne représentaient qu'un étroit chenal où les eaux circulaient en formant des alluvions et en entraînant les os pour les polir ou les briser, il arrivait à l'érosion chimique de permettre un élargissement plus important (grandes « mardelles » de la coupe 14, 9^e série).

Suivant la marche de l'érosion chimique ou mécanique, des éboulements se produisaient.

Les mammifères (herbivores) qui vivaient à cette époque venaient sans doute y boire, ce qui explique le grand nombre d'ossements divers qui sont rencontrés dans le remplissage.

Il est curieux de constater qu'à l'heure actuelle, il n'est pas

rare de voir l'eau séjourner dans les excavations que l'homme a ouvertes dans les formations fossiles pour utiliser leurs dépôts; les animaux sauvages des forêts viennent y boire et y laissent quelquefois leur dépouille (coupes de bois 19, 21 et 22 de la 9^e série).

Peu à peu, les lacs se sont desséchés, peut-être par suite du creusement des vallées; ils se sont remplis et les limons ont nivelé ce qui pouvait rester des vestiges d'une époque périnée.

CHAPITRE VII

Evolution des silex du Bathonien

Avant-Propos

P. THIERY [98, 71] signale qu'au Néolithique, l'homme préhistorique a employé des roches analogues aux « rognons siliceux si communs dans le Bathonien d'Arc », mais il ne décrit pas ces roches. Il répétait d'ailleurs comme il l'écrivit lui-même ce qui lui avait été signalé par M. BALLIOT.

En même temps que j'indiquais la présence de végétaux fossiles dans ces silex [24, 3], M. Paul BERTRAND [8, 143] présentait à la Société Géologique du Nord des silex que je lui avais fait parvenir et qui contenaient des fragments de feuilles de *Williamsonia pecten* PHILLIPS et des rameaux de *Brachyphyllum*.

L'érosion continentale a décapé les plateaux jusqu'au niveau des silex et on peut comme je le montrerai considérer une évolution continentale des silex du Bathonien.

Situation géographique des gisements

Aucune coupe naturelle ou artificielle ne permet, à ma connaissance, d'examiner en un point, sur toute leur épaisseur, les couches stratifiées du Bathonien à silex dans le sud de la Haute-Marne. Mais on les connaît par leurs affleurements sur lesquels parfois s'ouvrent des carrières.

Du N. au S., on rencontre les couches à silex aux points suivants :

1° Au S. W. de Crenay, à quelques centaines de mètres de la route de Richebourg à Crenay et notamment au lieu dit « La Bouloie ». Cet affleurement a été exploré par tranchée sur le point culminant du plateau. L'endroit choisi formait une dépression circulaire et semblait représenter une doline, ce que les fouilles ont confirmé,

Le point intéressant de cet affleurement a été la rencontre à 1 m. 50 environ de profondeur de nombreux silex altérés.

L'affleurement est ici assez important et comme ailleurs il est assez difficile d'en préciser les contours.

2° A l'W., au S., au S.W. et au S.E. de la ferme de Sautreuil, de part et d'autre de la route d'Arc à Langres.

Cet affleurement a été exploré par une grande tranchée profonde de plus de 2 m. et placée à l'W. de la ferme de Sautreuil. Sous la couche de terre arable, on rencontre des bancs désorganisés du Bathonien fissuré, remanié superficiellement. A 2 m. de profondeur, la roche est en place et elle renferme des silex sans ordre apparent.

On perd la trace de l'affleurement dans la forêt vers le N.W. tandis qu'on la conserve à l'W. et au S.W. entre la route du Bon Dieu et la coupe n° 24 de la 7^e série de la Vendue. L'affleurement de ce gisement ne paraît toutefois pas dépasser la route du Bon Dieu en direction du sud.

3° Dans les environs de la ferme de la Maison Foin, de part et d'autre de la route d'Arc à Aubepierre. En venant d'Arc on rencontre successivement les silex dans les carrières situées à 400 m. environ de la Maison Foin, de part et d'autre de la route. A droite de la route, on suit l'affleurement sur une centaine de mètres. A gauche on le retrouve dans la dépression cultivée, puis sur le plateau dans les terres non cultivées au N. du chemin du Calvaire qui limite les champs et les bois du Calvaire. Les tranchées d'exercices faites par l'armée américaine pendant la guerre en facilitent l'observation. On voit que les bancs du Bathonien qui renferment les silex contiennent par exception de nombreux fossiles; ceux-ci étant dans les autres gisements, dans les silex eux-mêmes et non dans la roche encaissante. L'affleurement disparaît avant le chemin du Calvaire. Lorsque l'on suit la route d'Arc à Aubepierre, après avoir dépassé la ferme de la Maison Foin, on rencontre un affleurement sensiblement à l'W. de la ferme et on le suit jusqu'au bois et même jusqu'à une certaine distance dans ce dernier.

4° Au S.E. de la ferme de la Champagne, depuis les abords de cette ferme jusqu'à l'ancienne route d'Arc à Aubepierre (route de Châtillon).

Tous ces affleurements, sans exception, ont fourni des végétaux fossiles inclus dans les silex,

Stratigraphie :

Les silex renferment quelques lamellibranches et un seul brachiopode : *Zeilleria digona* Sow.

Zeilleria digona est un fossile relativement commun dans les silex de Sautreuil et de la Maison Foin.

La fig. 2 de la pl. IX montre ce brachiopode inclus dans la zone cryptocristalline du silex.

Le gisement de la Maison Foin (carrières près de la route d'Arc à Aubepierre) a donné également de rares belemnites.

Dans un seul gisement — à ma connaissance — on rencontre de nombreux fossiles dans les roches calcaires contenant le silex. Il s'agit des terres incultes de la Maison Foin, situées à gauche de la route d'Arc à Aubepierre. Sur le plateau, les tranchées d'exercice de l'armée américaine permettent de constater la grande abondance des brachiopodes dans les couches calcaires, alors qu'ils sont rares dans les silex.

Dans les carrières de la Maison Foin (de part et d'autre de la route d'Arc à Aubepierre) les silex par contre renferment quelquefois des lamellibranches ou des brachiopodes, ou comme je le note plus haut des belemnites, alors que ces fossiles sont rares dans les calcaires qui renferment les silex.

Doit-on en conclure que les silex ne sont pas en place et qu'ils ont été entraînés en dehors de la zone dans laquelle ils ont pris naissance ?

Autrement dit, pour ne pas préjuger de la formation des silex : les matières qu'ils renferment ont-elles subi un déplacement par rapport au sédiment calcaire normal ?

J'ai cependant pu constater au N.E. de la Maison Foin la présence de *Zeilleria digona* à la fois dans les calcaires et dans les silex du même gisement.

Comme il serait prématuré de conclure dès maintenant, je vais poursuivre l'étude stratigraphique des gisements.

Presque tous les fossiles, brachiopodes ou lamellibranches sont munis de leurs deux valves et on constate lorsqu'on brise le silex que l'intérieur est vide. C'est à peine dans certains cas si un léger dépôt de silice existe à l'intérieur. Ce dépôt est d'ailleurs formé de petits cristaux de quartz.

Tout se passe donc comme si les fossiles avaient flotté dans les eaux comme les débris végétaux.

Mais cette donnée n'est pas générale, car il existe des

valves de coquilles isolées dans les silex ; d'autre part, certains silex n'ont pas d'inclusions appréciables.

On décèle presque toujours un peu de carbonate de chaux avec l'acide chlorhydrique à la périphérie des coquilles minéralisées par la silice.

Dans les silex, les fossiles se trouvent dans la patine ou dans le corps du silex, mais le plus grand nombre des débris végétaux se trouve au centre même des silex.

Il ne semble pas que les couches à silex présentent une épaisseur notable, car dès que l'on monte ou que l'on descend les pentes dans l'un et l'autre gisement, les silex ne tardent pas à disparaître.

Si on examine à ce point de vue le gisement de la Maison Foin, on voit que le point culminant de l'affleurement se trouve au voisinage des tranchées d'exercice de l'armée américaine au nord du chemin du Calvaire, dans les terres incultes vers la cote 357. Lorsque l'on dépasse cette cote vers l'E. par exemple, les silex disparaissent. En montant la route d'Arc à Aubepierre, les silex apparaissent à la hauteur du chemin qui borde le domaine de la Maison d'Orléans, ils disparaissent dans la nouvelle carrière située à gauche de la route, mais toujours à gauche, ils réapparaissent dans la combe.

Si maintenant on quitte les carrières pour descendre à Arc, les silex disparaissent de part et d'autre de la route d'Aubepierre à très courte distance des carrières.

Il en résulte que pour les gisements de la Maison Foin, l'épaisseur des couches à silex est inférieure à dix mètres.

D'ailleurs, les silex sont disséminés dans les strates calcaires et la base (comme le sommet) des couches à silex peut varier d'un point à un autre.

Les silex sont disséminés dans les strates calcaires sans ordre apparent et il n'y a pas de cordons de silex.

Le gisement de la Maison Foin est typique à cet égard grâce aux carrières qui facilitent l'observation.

A la partie supérieure des bancs, sous la couche de terre végétale, les roches sont fragmentées, des phénomènes karstiques ont modifié *in situ* la disposition des strates, ça et là apparaissent en surface des poches d'argile rouge. Un ou deux mètres plus bas, on peut observer la situation des silex, surtout si l'on abat les roches au front de taille.

On remarque alors que les silex sont inclus dans la masse même du calcaire. A peine si parfois une mince pellicule

ferrugineuse sépare le silex de son enveloppe calcaire ; celle-ci conserve en creux la forme du silex (pl. IX, fig. 4).

Examen macroscopique de quelques silex :

Les divers gisements fournissent des spécimens identiques.

Le silex le plus courant est le silex ovoïde à contours très lisses, de forme régulière. On en connaît cependant qui sont presque sphériques. Les plus gros silex ont des formes moins régulières et j'ai rencontré dans la carrière située à droite de la route d'Arc à Aubepierre des silex volumineux qui avaient des contours irréguliers quoique arrondis. D'autres étaient aplatis comme s'ils avaient été écrasés à l'état plastique. De rares silex volumineux étaient presque cylindriques, mais une fois brisés on remarquait la présence au centre d'un débris végétal allongé.

Le plus petit silex rencontré est de la grosseur et de la forme d'une noisette. Le plus volumineux atteint environ 0 m. 25 de plus grand diamètre.

Silex à noyau calcaire :

J'ai eu l'occasion d'examiner deux silex à noyau calcaire. L'un d'eux représenté fig. 3, pl. IX m'a été remis par M. L. BALLIOT.

Ce silex offre cette particularité singulière de présenter des marques évidentes de la dissolution de la matière siliceuse alors que le calcaire ne paraît pas attaqué.

Lorsqu'on examine le silex attentivement à la loupe, on remarque que la zone siliceuse que j'étudierai bientôt et que l'on appelle patine, enveloppe le noyau calcaire, qu'elle forme également la partie extérieure du silex et qu'entre ces deux zones de « patine » se trouve une zone calcédonieuse cryptocristalline qui forme généralement le centre des silex. Il est juste d'ajouter que les deux zones de « patine » se rejoignent à une extrémité du silex.

Autrement dit, la zone calcédonieuse, cryptocristalline, ne touche pas au calcaire.

On peut remarquer sur la gravure un demi encerclement du noyau calcaire par la patine. Ce noyau calcaire apparaît comme véritablement enchassé dans le silex.

Une lame a été enlevée dans le noyau calcaire après la photographie et elle sera examinée dans la suite.

Dans un second échantillon prélevé par moi dans la carrière située à gauche de la route d'Arc à Aubepierre, le noyau calcaire était entouré cette fois par la zone calcédonieuse. Si le noyau calcaire était étroitement emprisonné dans la silice, cette dernière n'était reliée d'une façon intime au calcaire que sur une partie de la périphérie du noyau.

Sur l'autre partie de la périphérie du noyau, il y avait indépendance absolue des deux zones.

Mais sur la première partie, il y avait passage de la silice au calcaire par substitution ainsi que je le montrerai dans la suite.

Considérations sur la patine :

Les travaux entrepris par les exploitants dans les carrières de la Maison Foin montrent en place de nombreux silex sectionnés par des diaclases anciennes. Ces cassures ne comportent jamais de patine et la patine sectionnée n'a pas augmenté en épaisseur. On voit seulement un simple dépôt de calcite remplissant la fracture du silex attestant par sa présence l'ancienneté des diaclases.

La patine est antérieure aux dislocations du Bathonien, comme l'a fait remarquer M. L. CAYEUX pour les silex de la craie dont la patine est antérieure aux dislocations de la craie [33, 64].

Il faut rapprocher de cette observation celle que j'ai faite sur les éclats de silex du limon à bovidé de la vallée sèche du Val-Guyot. Ces éclats ne présentent pas la moindre patine lorsqu'ils appartiennent au centre de la zone cryptocristalline du silex local.

Certains silex sont entièrement formés de la même matière qui constitue la *patine* dans le silex normal. Une observation qui n'a pas encore été démentie me fait écrire que ces silex anormaux sont toujours de petite taille.

Le contraire n'existe pas, c'est-à-dire que les silex volumineux ont toujours une patine qui atteint au maximum un centimètre d'épaisseur.

Dans le silex à cassure polie représenté par la fig. 4 de la pl. IX on remarque :

1° Une patine ayant une épaisseur maximum de 2 cm. que j'appellerai la zone a ;

2° Une zone centrale, cryptocristalline (zone b) qui renferme un brachiopode (*Zeilleria digona*) à test silicifié ;

3° Dans la zone b, des témoins de la zone a, que le polissage fait apparaître nettement. Dans l'échantillon, on voit la zone a en rose foncé (couleur donnée par le polissage) et les deux témoins présenter la même coloration. On remarquera que les témoins ne passent pas franchement à la zone b et que la zone a est séparée de la zone b d'une manière très nette. J'ai eu l'occasion de remarquer qu'un semblable front convexe est toujours dirigé vers la zone qui cède la place par substitution. Cela est très net pour les dolomies silicifiées que j'étudierai dans la suite. Ce fait ajouté à la présence des témoins de a dans b montre que la zone centrale du silex s'accroît aux dépens de la patine.

La patine est en général de couleur blanche. Les patines jaunâtres ou rougeâtres sont des patines qui ont acquis cette couleur par voie secondaire ainsi que je le montrerai dans la suite.

La patine est grenue, surtout à la périphérie et elle est poreuse. Elle est d'autant plus poreuse qu'elle est plus grossière. Une gouttelette d'eau déposée à la surface de la patine, sur une cassure, y pénètre instantanément. Au binoculaire, elle apparaît comme étant criblée de petites cavités qu'on distingue même à l'œil lorsque le silex a été longtemps exposé, étant éclaté, aux agents atmosphériques (Maison Foin). Dans ce cas, elle se laisse toujours légèrement entamer au couteau.

Un silex présente trois zones concentriques. En partant de l'extérieur, on voit une patine à grain grossier, une patine à grain fin, enfin une zone b cryptocristalline.

Au microscope, la patine présente les aspects suivants :

Lumière naturelle : gris sale.

Lumière polarisée : fond de calcédonite qui ressemble à celui du silex avec cette différence qu'il apparaît comme voilé.

Lumière réfléchie : trainées blanchâtres de globules plus ou moins adhérents, parfois fondus en une masse, qui représentent l'opale alors que le reste représente la calcédoine. Comme l'a fait remarquer M. L. CAYEUX [33, 66], pour les silex de la craie, les deux silices en présence s'interpénètrent intimement.

On distingue quelques minces plages calcaires réparties dans la masse et dont les contours sont déchiquetés.

Dans les patines à structure grenue très grossière qui sont

très poreuses, il est fort probable que les vides proviennent d'une désopalisation.

J'ai fait des essais à la lessive de potasse sur la patine des silex (zone a) et sur la partie centrale (zone b). Par exemple, divers échantillons de chaque ont été mis à l'étuve à 110°, pesés, puis plongés pendant 12 h. dans la lessive de potasse. Repris, lavés à l'eau distillée à plusieurs reprises, placés dans l'étuve, je les ai pesés à nouveau.

Les résultats obtenus ont été les suivants :

Zone a (patine) :

La perte de poids est toujours notable. Pour un échantillon pesant 1 gr. 670, elle a été de 0 gr. 110.

Zone b :

Cette zone qui avait été prise dans un silex où elle paraissait remarquablement pure n'a perdu que quelques milligrammes sur un échantillon pesant 0 gr. 570.

On sait d'après M. L. CAYEUX [29, 209] que si l'opale est très soluble dans la potasse caustique, le quartz et ses variétés fibreuses le sont faiblement. Ce savant écrit avec raison : « la solubilité croît et décroît suivant les conditions de l'expérience ». MM. RENARD et KLÉMENT cités par M. L. CAYEUX ont opéré au bain-marie sur un produit finement pulvérisé.

Etude micrographique des silex :

En tête de cette étude, je crois devoir reproduire ce que M. L. CAYEUX a écrit des manières d'être de la silice [32, 439] :

« Au point de vue minéralogique, l'étude des silex de la craie met l'observateur en présence d'insurmontables difficultés, lorsqu'il tente d'identifier les plus petits éléments de la mosaïque visible entre les nicols croisés. Leurs dimensions sont telles qu'ils se superposent dans l'épaisseur des coupes minces, particularité qui entraîne, tantôt la formation d'ombres roulantes qui gênent le diagnostic, tantôt des phénomènes de compensation qui le rendent impossible. Mais en cherchant des éléments moins exigus qu'on finit toujours par trouver, il est possible de mettre en évidence une structure fibreuse avec un allongement négatif qui ne laisse aucun doute sur l'existence de la calcédonite. De loin en loin, on rencontre un silex typique dans lequel la silice a cristallisé avec une moindre finesse. Un pareil silex sera susceptible de fournir une plage de calcédonite distribuée en éventail et sphérolithes très visibles

aux plus faibles grossissements, parfois accompagnés de petits nids de quartz. Ce sont des accidents assez rares d'ailleurs, qui n'en font que mieux ressortir le caractère cryptocristallin des plages voisines ».

Toutes ces considérations peuvent être appliquées aux silex du Bathonien du sud de la Haute-Marne.

1° Silex type des gisements de la Maison Foin :

Dans ce silex, une lame mince est à cheval sur la patine et sur la zone interne. On remarque bien à peu près la même structure, mais du côté patine il y a un léger voile. Du côté de la zone interne, on a l'aspect cryptocristallin dont la teinte générale est de couleur ardoise et qui présente bien les phénomènes de compensation décrits ci-dessus.

Si la patine comme nous l'avons vu contient de l'opale, il est hors de doute que la zone interne est riche en calcédoine. Celà justifie le terme de calcédonieuse que j'ai déjà employé et qui lui restera attribué ici :

Zone calcédonieuse :

On distingue dans cette zone de belles inclusions de calcite assez finement cristallisée qui sont *toujours* entourées d'une gaine de calcédonite. L'une d'elles est surtout intéressante car elle représente une partie de la couche lamelleuse de la coquille d'un lamellibranche. Cette coquille minéralisée par la calcite est en voie de disparition, rongée qu'elle est par la calcédonite qui opère par substitution. Cette opinion est vérifiée par l'existence dans cette préparation et dans beaucoup d'autres, de zones de calcédonite semblablement disposées, mais où l'élément calcaire ayant totalement disparu, il ne demeure plus que deux alignements de cristaux de calcédonite opposés.

Si l'on suit sur toute une série de lames minces et dans chaque lame mince, les témoins calcaires, on passe des témoins bien nets aux témoins représentés par quelques cristaux de calcite et finalement à des plages de calcite opposées qui finissent par donner de vagues plages de calcédonite.

La présence de la calcédonite en éléments fibreux opposés, à allongement négatif, est donc un indice de la présence d'éléments calcaires. Lorsqu'on n'en découvre plus la moindre trace, on peut penser qu'ils ont disparu.

Ceci, je le répète, est très commun dans les silex du Bathonien et il n'y a pas de raison pour que ce phénomène, lorsque nous le découvrons, soit périmé. Autrement dit, je ne vois

pas la raison valable pour supposer que la silicification du calcaire ne se poursuit plus aujourd'hui alors que tout fait présumer que l'évolution continue à l'intérieur des silex.

2° Silex de la Maison Foin, carrière à droite de la route d'Arc à Aubepierre :

La zone calcédonieuse présente dans ce silex de curieuses digitations noyées dans la patine.

En lumière naturelle, on remarque dans la zone calcédonieuse de nombreuses zones arrondies ou ovales ; ces zones ont une couronne légèrement jaunâtre alors que l'intérieur est incolore avec des inclusions. En lumière polarisée, on voit que la couronne est constituée par des fibres de calcédonite et le centre par une zone calcaire silicifiée par endroits. Lorsque la partie centrale disparaît en lumière naturelle, la zone ovale tout entière est silicifiée.

Si l'on traite une lame mince de cet échantillon par la réaction de LEMBERG qui permet de différencier la calcite de la dolomite par l'emploi du nitrate d'argent et du chromate neutre de potassium [29, 183] on constate que la silice n'est pas teintée mais que la calcite l'est. Dans ces conditions, les zones indiquées ci-dessus ressemblent beaucoup — celles qui sont peu minéralisées par la silice — à des foraminifères du groupe des Fissurines.

Que l'on admette ou non ce point de vue, ces éléments ne sont pas représentés dans les calcaires qui contiennent les silex.

3° Silex de la Maison Foin (carrière à gauche de la route d'Arc à Aubepierre :

Ce silex renferme un débris végétal silicifié représenté par des fibres blanchâtres qui tranchent vivement sur la zone calcédonieuse.

Au microscope, on voit que le contact entre les fibres blanches et le milieu calcédonieux est assuré par une large bande de fibres de calcédonite. Les cellules végétales sont remarquablement conservées. En lumière naturelle, elles sont soulignées par un dépôt rougeâtre ou noirâtre. On distingue encore de fins cristaux de calcite dans des cellules, comme si le carbonate de chaux avait le premier envahi le débris végétal.

4° Silex de la Maison Foin (id.) :

Ce silex renferme des fibres blanches qui semblent être un débris végétal silicifié. Ces fibres s'appuient à l'intérieur du silex sur une zone qui paraît être calcaire (réaction à Hcl).

Au microscope, on voit qu'il s'agit bien d'un débris végétal qui comme le précédent est un rameau de *Brachyphyllum*. La conservation de ce fossile est tout à fait remarquable. Quant à la zone calcaire, on voit qu'elle est composée de rhomboédres de calcite qui voisinent avec des rhomboédres qui sont dissous. L'aspect de ces rhomboédres ressemble trait pour trait à la fig. 5 de la planche VII de l'ouvrage de M. L. CAYEUX : Introduction à la pétrographie des terrains sédimentaires. On voit encore des traces indéterminables de microorganismes minéralisés par la calcédonite et des spicules de spongiaires silicifiés vu dans le sens de l'allongement ou en coupe transversale.

5° Silex de La Bouloie :

Ce silex renferme une forte inclusion phosphatée. Le phosphate est cristallisé, il appartient au type francolite. On ne distingue pas la structure organisée. Ce silex est très évolué, on voit de l'opale ferrugineuse, de la limonite, un hydrate de manganèse et probablement de la goëthite. Il y a substitution de ces produits ferrugineux ou manganésifères à la silice qui, elle, est sous forme d'opale.

6° Silex de la Maison Foin :

Ce silex entièrement en « patine » au lieu de présenter une forte altération paraît, sur une partie seulement de son volume en rapport avec une diacrase, pénétré par le fer. Cette partie du silex qui est ferritisée tranche vivement sur l'autre partie qui a les caractères de la patine blanche, finement grenue.

Une préparation à cheval sur les deux zones montre la disposition suivante :

Patine blanche : en lumière naturelle, on voit une structure chagrinée qui tranche vivement sur la zone rose. Avec un fort grossissement on constate que cette structure est due à une infinité de petites inclusions circulaires remplies par de la calcite ou bien à des vides en forme de globules. En lumière réfléchie, on ne constate pas ces nuages que j'ai attribués à l'opale. Il y a donc ici désopalisation avec remplissage partiel de calcite.

Patine rose : Ici, les plages de calcite en fines inclusions circulaires ont presque disparu. Les inclusions qui restent sont remplies par un composé ferrugineux et l'on constate la présence un peu partout d'une opale ferrugineuse.

Le fond de l'une et l'autre patine est calcédonieux.

La ligne de contact des deux zones, blanche et rose, est très contournée. La zone rose pénètre dans la zone blanche.

7° Silex de la Maison Foin :

Même disposition générale que ci-dessus mais ici, dans ce silex entièrement en patine, la partie sectionnée par une diaclase est colorée en jaune clair sur la moitié environ de l'épaisseur du silex sectionné et ce, au départ de la cassure.

La conclusion qui semble logique pour les deux types de silex, 6 et 7, est que le fer (et quelquefois le manganèse) sous une forme hydratée, se substitue à la calcite des silex calcaireux et à l'opale à la faveur de diaclases qui affectent le Bathoniën.

Quant au silex n° 5 de La Bouloie et à tous les autres silex du même gisement que j'ai examinés, la substitution s'opère aux dépens de l'opale. J'ai montré que les calcaires à silex de La Bouloie sont évolués en surface. Les échantillons proviennent tous d'une doline.

8° Silex des terrains au N. du chemin du Calvaire :

On rencontre fréquemment dans ce gisement des silex à végétaux fossiles qui sont éclatés depuis longtemps. Les eaux météoriques ont dissous le remplissage fossile et il ne reste plus alors qu'une empreinte en creux du fossile. Si la dissolution se poursuit dans certains silex plus évolués, à la faveur des empreintes, on assiste à un développement cristallin inusité qui ne se rencontre jamais dans les silex non éclatés.

Au microscope, on voit de magnifiques sphérolithes à enroulement (calcédonite) avec un développement de quartzine entre les sphérolithes.

Dans cet échantillon on voit de nombreux spicules de spongiaires minéralisés par la calcédonite dans la zone interne cryptocristalline. Un spicule est minéralisé moitié par la limonite, moitié par la calcédonite dans le sens de l'allongement.

Beaucoup d'autres échantillons présentent une dissolution moins avancée du remplissage fossile, alors il n'est pas rare de rencontrer un remplissage secondaire partiel par du quartz finement cristallisé, mais la zone qui est en contact avec le végétal fossile est toujours formée de calcédonite (sphérolithes à enroulement). Dans ce dernier cas, il semble qu'il y ait arrêt dans l'évolution du silex.

Dans un échantillon, le centre des sphérolithes paraît situé à la limite entre deux rangées de cellules du végétal silicifié (fig. 2, pl. X).

9° Silex de la Maison Foin :

Sur un éclat de ce silex se trouve une empreinte fossile vidée. L'empreinte elle-même est en voie de dissolution et on constate au microscope que l'on a vers la partie saine du silex un front convexe assez analogue — qu'on me permette cette image — à un dessin de fortifications à la Vauban. Il n'y a pas de sphérolithes à enroulement, mais on distingue très bien, surtout en lumière naturelle, les stades successifs d'accroissement. Les « bastions » forment les fronts convexes. Ces stades successifs sont hyalins, mais en avant se trouve une zone qui a un aspect sale; ce sont, semble-t-il, les impuretés repoussées par l'avance des fronts successifs qui forment cette zone. Je retrouverai dans la suite une disposition identique dans la silicification des dolomies de Sidi-Mabrouk (Tunisie).

10° Silex à noyau calcaire :

Il s'agit ici du silex à noyau calcaire représenté fig. 3, pl. IX.

Pour conserver cet échantillon, j'ai simplement fait exécuter une préparation sur un fragment du noyau calcaire. Ce calcaire est à grain assez fin, on distingue des spicules de spongiaires calcifiés en coupe transversale et dans le sens de l'allongement. Certaines coupes sont inclinées sur l'axe du spicule. Quoique le dessin en soit peu net, il semble que l'on distingue une carapace calcifiée de radiolaire.

11° Silex à noyau calcaire de la Maison Foin, à gauche de la route d'Arc à Aubepierre :

J'ai fait sacrifier la moitié environ de ce silex pour y faire exécuter des préparations dans la zone qui paraissait étroitement accolée au silex.

Ces préparations faites à cheval sur la zone calcaire et sur la zone siliceuse montrent la disposition suivante :

La zone cryptocristalline contient de la calcédoine, de la calcédonite et de l'opale. Elle renferme de nombreux spicules et des carapaces de radiolaires siliceux. On trouvera ces fossiles représentés dans la fig. 3.

Si l'on compare ces restes fossiles vus en lumière naturelle avec les descriptions et les figures de la relation de l'exploration du Challenger [53, 38 pl. 5 et 8], on voit qu'ils rappellent le *Lampoxanthium pandora* n. sp. et les radiolaires de la légion des *Spumellaria*, ordre *Sphaeroidea*. Comme eux, ils ont une muraille épaisse et des canaux de deux sortes : lisses et épineux.

Dans un autre coin de la préparation, on voit des spicules qui rappellent les spicules de certains spumellaires. Ces spicules sont alignés ainsi que l'indique la gravure dans le présent volume.

La zone cryptocristalline renferme aussi des foraminifères minéralisés par la limonite. Ce sont des Buliminidae et des Rotalidae.

Dans la zone calcaire, on distingue des spicules de spongiaires qui semblent appartenir à des Hexactinellidae. Tous ces spicules, sans exception, sont vus en coupe transversale perpendiculaire sur l'axe ; ils sont donc alignés.

Dans la partie la plus éloignée du contact avec la zone cryptocristalline, les spicules sont calcifiés, leur remplissage est en calcite en grands éléments. Mais au fur et à mesure que l'on se rapproche de la zone cryptocristalline, les spicules sont silicifiés par de la silice comparable entièrement à celle de la zone cryptocristalline, c'est-à-dire qu'il s'agit d'une mosaïque d'éléments de calcédonite avec phénomène de compensation. Les spicules qui débouchent sur la zone cryptocristalline sont entièrement siliceux, mais en allant plus avant dans le calcaire, on a tous les stades de calcification jusqu'à la calcification intégrale. Ainsi un stade d'évolution est celui qui est représenté par une presqu'île de calcite dans la zone cryptocristalline qui occupe la plus grande partie du spicule vu en coupe.

Les spicules calcaires ont des contours quasi parfaits alors que le contour de chaque spicule siliceux est tourmenté. La silicification déborde évidemment dans le calcaire.

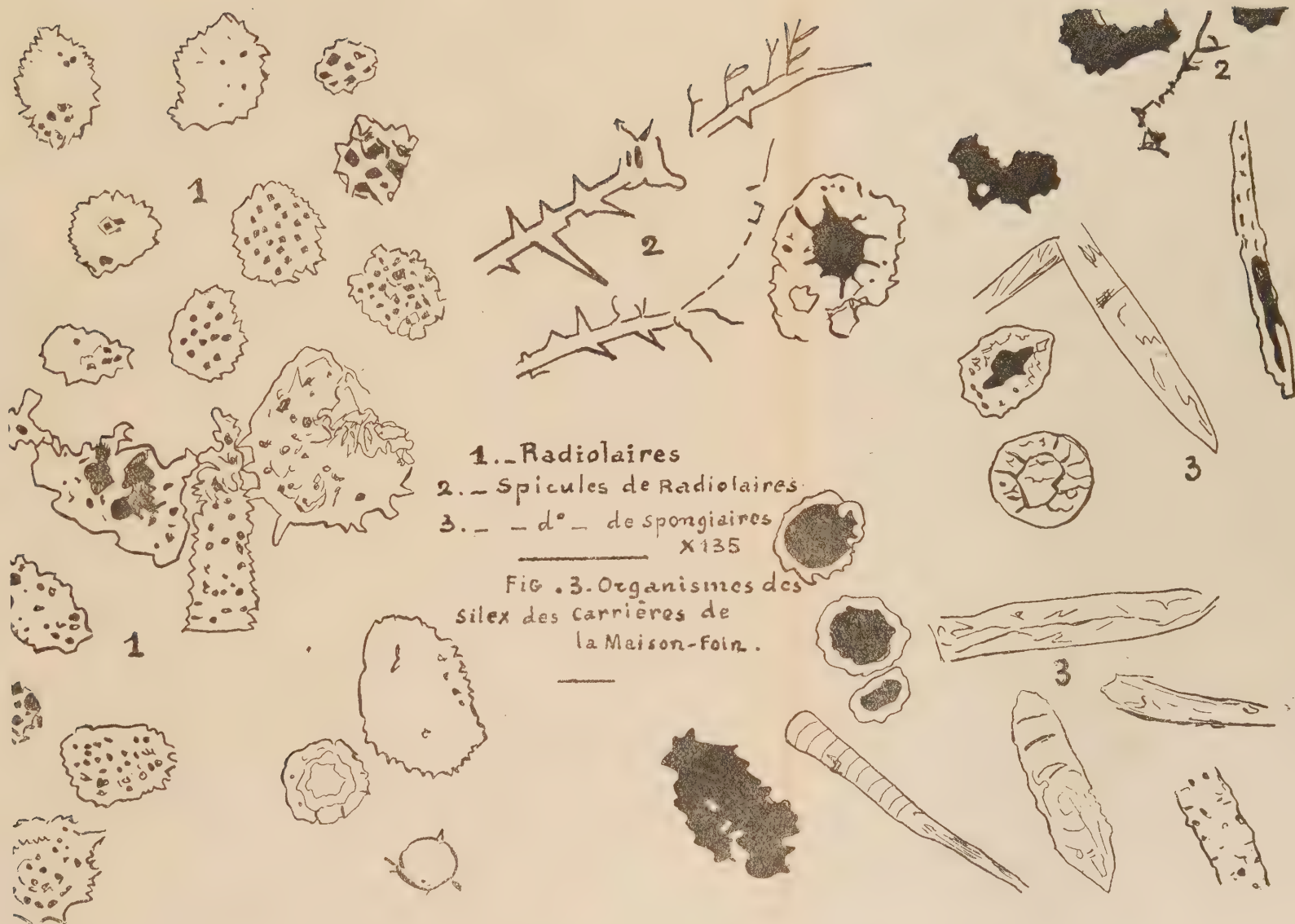
La silicification des spicules commence quelquefois par le centre.

Le contact entre la zone cryptocristalline et la zone calcaire est tourmenté. De fins éléments calcaires subsistent bien dans la zone cryptocristalline et ils sont parfois plus ou moins réunis au calcaire, mais au lieu d'être en calcite très fine qui donne au calcaire un aspect dépoli, ils sont en calcite grenue.

Je puis donc écrire qu'il y a silicification générale du noyau calcaire et que cette silicification commence par les spicules.

Il convient de noter que le phénomène est en pleine évolution et qu'il se continue très probablement aujourd'hui.

Si les spicules de spongiaires ont fourni la silice à un moment donné, ce ne peut être maintenant puisqu'ils en absorbent. La calcification des spicules serait selon toute vraisemblance un phénomène marin ou sous-marin, situé dans tous



1. Radiolaires
 2. Spicules de Radiolaires
 3. — d° — de spongiaires
 X135

FIG. 3. Organismes des
 silex des carrières de
 la Maison-Foin.

les cas avant l'exondation comme le pense M. L. CAYEUX pour les silex de la craie [32, 604] et [31, 213].

D'autre part, le calcaire est bien, comme l'examen macroscopique l'indiquait, une *inclusion*. C'est une inclusion en voie de silicification. On notera que dans le silex n° 10 examiné précédemment et représenté dans la fig. 3 de la pl. IX la partie du noyau calcaire examinée au microscope est celle qui est tournée vers l'observateur. J'ai montré que les spicules sont tous calcifiés ; il en serait sans doute différemment à l'autre extrémité du noyau calcaire qui se fond dans le silex.

Echantillon n° 1 du calcaire contenant les silex :

Comme le montre bien la fig. 4 de la pl. IX rien n'est plus facile que d'examiner sur le terrain la forme enveloppe calcaire des silex. Ceux-ci laissent dans les calcaires une empreinte dans laquelle on voit, au moins en surface, un très léger dépôt ferrugineux qui s'observe également en général à la périphérie des silex.

Une préparation effectuée dans le calcaire perpendiculairement sur la forme enveloppe des silex donne les indications suivantes :

Le contact avec le silex apparaît en effet comme un léger dépôt d'argile ferrugineuse provenant d'une très faible altération du calcaire. Ensuite, on voit une mince bande de calcite qui est la zone de départ de l'altération. Le calcaire normal vient enfin. Ce calcaire renferme des spicules d'éponges calcifiés de même forme et de même dimension que les spicules des noyaux calcaires.

Echantillon n° 2 :

Cet échantillon comme d'ailleurs tous ceux que j'ai examinés montrent la même disposition.

Il est donc établi :

1° que le noyau calcaire des silex est un sédiment identique au calcaire qui renferme les silex. Ceux-ci ne sont donc pas formés ailleurs ; ils sont bien autochtones ;

2° que la silice est emprisonnée dans le calcaire et qu'elle n'a en rien affecté ce dernier, postérieurement au dépôt.

Données chimiques

La zone interne, calcédonieuse des silex a été comparée à la patine. On trouve toujours une teneur en chaux plus grande dans la zone calcédonieuse que dans la patine. Par contre, la

teneur en eau de constitution est plus grande dans la patine que dans la zone interne calcédonieuse. Cela semble dû à la présence de l'opale dans la patine. On sait que la formule chimique de l'opale est de $\text{SiO}^2 \cdot n \text{H}^2\text{O}$, n variant de 2 à 15 %, on ne peut donc calculer exactement la teneur en opale même en attribuant toute l'eau de constitution à la silice.

Zone interne calcédonieuse :

SiO^2	Al^2O^3	Fe^2O^3	Mn^2O^4	P^2O^5	CaO	MgO	CO^2	H^2O	Total
96,0	0,40	0,35	—	—	1,50	tr.	1,17	0,43	99,85

Patine grenue :

96,85	0,35	0,45	tr.	tr.	0,50	tr.	0,30	1,40	99,85
-------	------	------	-----	-----	------	-----	------	------	-------

Patine à grain fin :

97,0	0,30	0,50	tr.	tr.	0,45	tr.	0,25	1,30	99,80
------	------	------	-----	-----	------	-----	------	------	-------

Les patines rose et jaune des silex 6 et 7 ont été analysées et on constate bien une augmentation sensible de la teneur en fer, mais ce que l'on constate surtout c'est l'augmentation considérable de la silice soluble, si l'on suit la méthode indiquée par TREADWELL pour la séparation de la silice soluble d'avec la silice insoluble d'après LUNGE et MILLBERG [99, 466].

Dans les analyses indiquées ci-dessus, la silice soluble n'était qu'à l'état de traces.

Patine rose :

SiO^2 totale	SiO^2 soluble	Al^2O^3	Fe^2O^3	CaO	MgO	CO^2	H^2O	Total
91,7	16,8	4,7	1,1	0,60	0,20	0,60	0,90	99,8

Patine jaune :

93,0	9,6	3,1	1,7	0,40	0,10	0,40	1,20	99,9
------	-----	-----	-----	------	------	------	------	------

Le manganèse existe à l'état de traces ainsi que l'acide phosphorique.

Un silex de La Bouloie altéré avec inclusion phosphatée a donné à l'analyse :

SiO^2 tot.	SiO^2 sol.	Al^2O^3	Fe^2O^3	Mn^2O^4	P^2O^5	CaO	CO^2	H^2O	Total
11,10	1,70	5,50	32,00	0,60	19,5	6,20	tr.	24,50	99,40

La magnésie n'est qu'à l'état de traces, ainsi que l'acide sulfurique.

Cette analyse indique un phosphate de fer correspondant sensiblement à la Vivianite $(\text{PO}^4)^2\text{Fe} \cdot 8\text{H}^2\text{O}$, mais j'ai montré

précédemment dans l'analyse micrographique de cet échantillon (n° 5) que le fer était surtout renfermé dans l'opale et que l'on voyait au microscope de fortes inclusions de Francolite. Enfin les caractères minéralogiques ne sont pas ceux de la Vivianite. Il faut donc voir ici deux choses :

1° une inclusion phosphatée, 2° une opale fortement ferrugineuse et des produits ferrugineux. En dehors de l'inclusion phosphatée, l'évolution des silex de La Bouloie se rapproche beaucoup de celle des silex de la Maison Foin à patine rose ou jaune. C'est ainsi que l'analyse micrographique permet d'interpréter l'analyse chimique.

L'argile qui provient de l'altération des silex de La Bouloie donne à l'analyse :

SiO ² libre	SiO ² comb.	Al ² O ³	Fe ² O ³	P ² O ⁵	CaO	CO ²	H ² O	TiO ²	Total
39,15	16,70	24,75	8,90	0,12	0,40	tr.	11,70	0,90	99,62

La magnésie, la manganèse, l'acide sulfurique ne sont qu'à l'état de traces.

Il est difficile de saisir des termes intermédiaires entre les silex à patine rose et à patine jaune et cette argile, mais il me semble que le processus d'évolution soit surtout une hydratation qui permet le départ de la silice et la concentration du fer et de l'alumine. Je dois ajouter que dans l'argile demeurent de nombreux fragments de silex colorés par le fer, mais qui ont été séparés de l'argile avant analyse. La chaux reste constante.

Les végétaux fossiles se présentent généralement sous la forme de longues fibres blanchâtres et le plus souvent légèrement teintées en un rose lilas pâle. Leur analyse donne les résultats suivants :

SiO ² libre	SiO ² soluble	Al ² O ³	Fe ² O ³	CaO	MgO	CO ²	H ² O	Total
72,5	14,00	4,40	1,40	3,30	0,20	2,7	1,3	99,8

On peut remarquer la teneur élevée en chaux déjà constatée au microscope et qui laisserait supposer que le végétal avait été primitivement emballé dans un sédiment calcaire. Il ne faut pas oublier aussi que j'ai signalé un fragment de tige appuyé sur une inclusion calcaire cristallisée en rhomboèdres en partie dissous, le tout étant renfermé à l'intérieur d'un silex.

Flore des Silex :

M. P. BERTRAND a bien voulu examiner pour cette étude une certaine partie des matériaux que je lui ai adressés. Ses déterminations sont actuellement les suivantes :

1. *Brachyphyllum nepos* SAPORTA.
2. *Williamsonia* (*Ptilophyllum*) *pecten* PHILLIPS.
3. *Zamites* (*ovalifolia* PAUL BERTRAND) comparable à *Otozamites Klipsteini* et à *Sphenozamites latifolia*.
4. *Zamites Fenconis* BRONGNIART.
5. *Zamites* cf. *Buchianus* E. HINGSH à pinnules allongées et pointues.
6. *Otozamites obtusus* var. *oolithicus* SEWARD.
7. *Lomatopteris Moretiana* BRONGNIART.
8. *Piceoxylon antiquum* GROTHAN.
9. *Cedroxylon transiens* GROTHAN.
10. Bois de conifères indéterminables.

Je n'ai jamais rencontré un seul fragment végétal dans les calcaires malgré de multiples recherches dans les différents gisements.

Seule la silicification aurait assuré la conservation toujours remarquable des délicats fragments végétaux.

C'est le cas de répéter avec M. L. CAYEUX pour les silex du Bathonien ce qu'il écrivait des silex de la craie : « les silex en question ont pris naissance à une époque telle qu'ils ont soustrait les organismes aux actions qui tendent à les détruire dans le sédiment qui vient de se déposer... » [31, 211].

Source de la silice :

Les spicules de spongiaires et les carapaces et spicules de radiolaires ont pu fournir toute la silice nécessaire. Il est remarquable en effet que les silex ne se rencontrent que dans un calcaire riche en ces éléments.

L'étude micrographique précédente d'autres niveaux du Bathonien n'a pas montré cette abondance d'organismes. Les spicules de spongiaires au contraire y sont rares et je n'y ai jamais rencontré jusqu'à présent un seul radiolaire.

CONCLUSIONS

Un premier point est la situation des silex dans les strates calcaires du Bathonien.

Lorsque les silex ne renferment pas des débris végétaux

légers, ils renferment souvent des coquilles. Dans ce dernier cas généralement, les coquilles sont vides. Elles ont un léger dépôt calcaire à l'extérieur des valves, quoique le test soit silicifié. Au N. du chemin du Calvaire, les coquilles de Brachiopodes sont nombreuses dans les strates calcaires et très faiblement représentées dans les silex. Dans les strates calcaires, elles ne sont jamais vides. Les cellules des débris végétaux fossiles contenus dans les silex renferment souvent du carbonate de chaux et certains débris végétaux sont accompagnés d'une inclusion calcaire.

Je suis ainsi amené à écrire que les éléments légers entrent souvent dans la composition des silex et que selon toute vraisemblance, ces éléments ont été primitivement emballés dans le sédiment calcaire.

Les plus gros silex paraissent avoir subi une compression lorsqu'ils étaient à l'état plastique. Ceux qui sont allongés épousent la forme générale des débris végétaux.

Des silex entiers en patine sont toujours de petite taille et peuvent avoir été frappés d'un arrêt dans leur évolution. La silice est emprisonnée dans le calcaire et depuis son dépôt, elle n'a pas affecté ces strates.

Enfin le noyau calcaire de certains silex étant absolument identique au calcaire qui renferme les silex (grain identique, présence de spicules de spongiaires et de radiolaires), ceux-ci sont autochtones.

Un second point est la conservation de certains éléments par la silice et les déductions que l'on peut tirer de la source de ce composé.

Le présence de fins débris végétaux et de foraminifères dans les silex et leur absence complète dans les couches calcaires montrent que les silex « ont pris naissance à une époque telle qu'ils ont soustrait les organismes aux actions qui tendent à les détruire dans le sédiment qui vient de se déposer ».

Il est remarquable de constater une pareille accumulation de radiolaires et de spicules de spongiaires calcifiés dans les couches calcaires à silex, alors que les autres horizons du Bathonien sont dépourvus des uns et des autres. C'est donc la mise en liberté de la silice de ces organismes qui est à l'origine des silex et cette émigration ne peut avoir été qu'un phénomène marin ou sous-marin, datant en tous cas d'avant l'exondation puisque ce qui s'est poursuivi depuis c'est au contraire la silicification des spicules dans le cas des noyaux calcaires.

Un troisième point est la part qu'il faut réserver dans ces phénomènes à l'évolution continentale. Cette conclusion particulière contiendra deux paragraphes. Le premier aura trait à des hypothèses; le second contiendra des affirmations que je considère comme suffisamment démontrées.

1. — Les noyaux calcaires que renferment certains silex semblent actuellement en pleine évolution qui tend vers la silicification complète des noyaux. Cette silicification commence par les spicules calcifiés. Il paraît en être de même des témoins calcaires microscopiques qui sont entourés de fibres de calcédonite et qui présentent tous les états d'une évolution jusqu'à la disparition totale. Ce dernier cas reste visible grâce aux fibres de calcédonite alignées et opposées.

On ne voit pas de raison valable pour affirmer que l'accroissement de la zone calcédonieuse ne se poursuit plus aujourd'hui aux dépens de la patine. Au contraire, certains cas au moins, plaident pour une hypothèse inverse (silex représenté par la fig. 2 de la pl. IX).

2. — J'ai montré que le fer est susceptible de se substituer à la calcite des silex calcarifères.

Le fer et le manganèse à l'état d'hydroxydes se substituent à l'opale dans des zones d'altération superficielle des calcaires à silex (dolines).

Le processus de l'évolution est une hydratation qui permet le départ de la silice et la concentration du fer et de l'alumine. Le terme ultime est représenté par une argile ferrugineuse dans laquelle la teneur en chaux est celle des silex.

Dans les silex éclatés par action naturelle, il y a dissolution des cellules et des empreintes végétales et développement de sphérolithes de calcédonite. Lorsqu'il se produit un remplissage de quartz en fins cristaux, la dissolution paraît être arrêtée.

Un quatrième et dernier point est la découverte d'une flore dont l'étude complète demandera du temps, mais dont les éléments ne manquent pas. Cette flore est équivalente à celle du Jurassique moyen du Yorkshire.

Il m'a été impossible ici de me cantonner étroitement, comme je l'aurais voulu, dans l'étude de l'évolution continentale des silex. Avant de songer à faire la part de ces phénomènes, j'ai dû faire un long détour et exposer la question dans son ensemble.

DEUXIEME PARTIE

Recherches en Tunisie

LIVRE I

La région de Sidi-Mabrouk et du Bled Zelfane (Tunisie Centrale)

CHAPITRE PREMIER

Géologie régionale

Situation Géographique :

Le Koudiat Sⁱ Mabrouk est situé à 25 km. environ à l'E.-S.E. de Thala, Après une série de hauteurs qui portent les noms de Koudiat Sⁱ Mabrouk, Koudiat Sⁱ Merzoug, dont l'altitude moyenne est de 1.150 M., on rencontre, toujours dans la direction du SE., une plaine importante où l'on foule des grès et que l'on appelle Bled Zelfane. Continuant cette marche vers le SE., on parvient au Djebel Tiouacha, haut plateau qui se

détache nettement à l'horizon dès le Sⁱ Mabrouk. L. PERVINQUIÈ [86, 439] le décrit comme suit : « Ce dernier est un haut plateau limité presque de toutes les parts par des abrupts imposants dus à ce que les calcaires sénoniens, siliceux en ce point, ont résisté aux plissements et se sont fracturés. Une longue plaine de Pliocène continental d'où émergent quelquefois des grès miocènes, sépare ce petit chaînon d'un grand anticlinal crétacé qui s'étend de la frontière algérienne à Sbiba... ». Dans la direction NE-SW, j'ai étudié toute la région qui s'étend du Djebel Sⁱ Abd el Kader à l'extrémité W. du Bled Zelfane.

Les cartes de la région sont la carte au 1/100.000^e, feuille de Bou Rhanem et la carte au 1/50.000^e du Service Géographique de l'Armée, feuille de Ksar Tlili.

Stratigraphie :

Dans la fig. 4 de la planche II de sa belle étude géologique de la Tunisie Centrale, L. PERVINQUIÈRE [87] donne une coupe orientée N. 30° W. qui va du Koudiat Barfoui au Bled Zelfane. Il est clair d'après cette coupe qu'un anticlinal errodé laisse intacts, de part et d'autre de son axe, des calcaires durs auxquels PERVINQUIÈRE donne la notation δ.

C'est surtout le versant S. de cet anticlinal qui retiendra mon attention.

Lorsque l'on a dépassé, dans la direction du S., les calcaires assez faiblement inclinés des K^t Sⁱ Mabrouk, Sⁱ Merzoug et El Harika, on traverse une vallée qui entame les calcaires de la base, puis après avoir monté quelque peu on descend par gradins successifs vers le Bled Zelfane.

Les K^t Sⁱ Mabrouk et Sⁱ Merzoug sont formés successivement en partant du sommet :

1° des calcaires blancs ayant tendance à se diviser en rognons, renfermant *Inoceramus Cripsii*, *Bostrychoceras polyplacum* et un échinide, un *Isomicraster* que M. J. LAMBERT a l'intention de décrire comme une espèce nouvelle.

2° des calcaires compacts à Inocérames;

3° des calcaires sableux à *Radiolites*.

Les pentes qui mènent au Bled Zelfane sont formées comme les derniers contreforts du Sⁱ Merzoug de couches à silex que L. PERVINQUIÈRE [87, 114] qualifie de calcaire très dur un peu dolomitique. En fait, de part et d'autre du petit synclinal qui renferme le gisement dit de Sidi Mabrouk (qu'il ne faut

pas confondre avec le K^t Sⁱ Mabrouk) on a affaire comme je le montrerai à des dolomies à silex.

L. PERVINQUIÈRE s'exprime comme suit, touchant le S. de l'anticlinal : « ... sous le K^t Sⁱ Mabrouk, les strates de calcaire formant un petit abrupt : mais un peu plus au S, sous le petit K^t de Sⁱ Merzoug, qui porte un pin isolé, on peut se rendre compte que dans la partie inférieure (α) le calcaire sableux, à grain grossier et contenant même quelques graviers, laisse encore quelques intercalations marneuses assez dures. J'y ai trouvé un rudiste peu déterminable (Radiolites). Au-dessus, le calcaire plus franc (β) renferme, outre les inocérames, des ammonites en mauvais état. Le niveau suivant est un calcaire blanc (γ) ayant encore une tendance à se diviser en rognons. Les Inocérames (du groupe de *I. Cripsii*) y sont fréquents, ainsi que *Bostrychoceras polyplocum* ROEMER et *Pachydiscus colligatus* BINKHORST. Enfin le Sénonien se termine là encore par un calcaire très dur (δ) passant parfois à un grès, d'autres fois un peu dolomitique, rempli de silex blancs ou bruns. L'ensemble de ces couches calcaires, qui mesurent sensiblement 20 M. d'épaisseur et affectent une pente de 5° vers le S. 25° E., est couvert par des grès pliocènes, qui remplissent presque toute la dépression située au Sud (Bled Zelfane) ». [87, 114].

Au lieu d'une coupe de direction N. 30° W. à S. 30° E., la coupe que je donne fig. 4 a une direction N. S. et elle passe par le gîte zincifère de Sidi-Mabrouk.

Elle diffère de celle qui est donnée par PERVINQUIÈRE [87, fig. 4, pl. II] par un pli en auge ou en fond de bateau qui affecte les « calcaires » à silex au point où ils vont plonger sous les grès du Bled Zelfane. Il en résulte que le petit synclinal est lui-même rempli par les grès.

Ces grès doivent être de deux âges différents. Ceux qui recouvrent les couches crétacées doivent appartenir au Miocène. Les grès à végétaux silicifiés et à éléments siliceux noirs ou bruns portant des traces nettes d'érosion éolienne et formant un recouvrement parfois très peu épais sur les précédents doivent être pliocènes.

L. PERVINQUIÈRE s'exprime comme suit à leur sujet : « La grande cuvette du Bled Zelfane et des Oulad Ouzzaz est remplie par des grès fins, attribués au Pliocène, mais qui pourraient fort bien être en grande partie miocènes » [87, 311]. Ailleurs il écrit (p. 213) : « Dès lors, je serais fort tenté d'attribuer au Miocène la puissante formation gréseuse qui occupe tout l'espace entre le Dj. Semmama, Gourine, Tiouacha, bou

Rhanem (Bled Zelfane), pour ne laisser au Pliocène que les sables superficiels et çà et là, quelques lambeaux de grès assez ferrugineux.

Plus tard PERVINQUIÈRE [88], comme le fait remarquer M. SOLIGNAC [92, 596], a reconnu que la plus grande partie des formations qu'il avait décrites sous cette dernière étiquette devaient en réalité être attribuées au Pontien. (1)

Ce serait ce que M. Solignac appelle le *Pontien chotteux* et détritique (*op. cit.*).

Personnellement, j'attribue dans la région de Sidi-Mabrouk au Pontien des grès dont les grains de quartz sont de grosseur variable depuis 0 m/m 5 jusqu'à 5 m/m et qui renferment des dragées de quartz presque toujours noirâtres ou brunâtres. Ces éléments ont toujours des formes arrondies, quelquefois tourmentées, nettement détritiques. Les travaux miniers n'ont fait apparaître qu'un seul fossile, des os fossiles de pattes que le professeur DEPÉRET a rapporté à un Hipparion. Je n'ai malheureusement pas réussi à trouver dans la suite le crâne de cet animal, étant absent au moment de la découverte.

Au Pliocène, je crois qu'il faut attribuer les grès superficiels fins, avec fragments de silex portant des traces d'usure éolienne. Dans tous les cas, les grès pliocènes présenteraient un mélange de matériaux détritiques et éoliens.

Près des « gourbis » de Sidi-Mabrouk, j'attribue aussi au Pliocène les grès fins rougeâtres qui sont recouverts par la *carapace* quaternaire.

Lorsqu'on quitte les « gourbis » de Sidi-Mabrouk (abris ouverts dans la carapace quaternaire) pour descendre vers le Bled Zelfane, on ne tarde pas à observer les grès miocènes cimentés et compacts qui percent la couverture des grès sableux supérieurs comme les îlots au milieu d'une mer de sables.

Non seulement le caractère détritique des grès du Pontien rappelle le remplissage d'un chott, mais encore il convient de souligner le caractère de pli en fond de bateau que j'ai reconnu à la formation de Sidi-Mabrouk, à laquelle malgré ses dimensions restreintes, ces termes de PERVINQUIÈRE s'appliquent très bien [89, 30]:

« J'insiste sur ce fait que le chott n'est pas une dépression

(1) Tout récemment M. Berkaloff (*C. R. S. de la Société Géologique de France* du 7 décembre 1931) a proposé une révision complète des dépôts analogues du centre et du sud tunisiens.

d'effondrement comme on l'avait dit, d'après les rapports de la Mission des Chotts, et comme je l'avais répété dans une note sur la géographie de la Tunisie. C'est simplement la partie basse d'un pli en auge ou en fond de bateau dont les bords ont été plus ou moins entamés par les agents d'érosion ».

De son côté, M. SOLIGNAC écrit pour le Pontien du sud Tunisien [95, 41]: « Le Pontien occupe toujours les dépressions synclinales ».

C'est bien ce que j'observe dans cette région de la Tunisie Centrale.

Au Quaternaire, il faut d'abord attribuer un dépôt particulier que l'on remarque au pied du dernier contrefort des dolomies à silex, au N. du synclinal. Il s'agit d'une dolomie à grain fin qui recouvre les grès pontiens et qui renferme des dragées provenant des grès et des éléments siliceux qui portent des traces de *corrasion* (Pliocène). Ce dépôt provient donc du ravinement des dolomies à silex et d'un emprunt au Pontien et au Pliocène. C'est une sorte de *carapace* quaternaire dolomitique. La roche est en général tendre et mal consolidée, mais, par contre, il en est différemment d'une dolomie du même âge qui renferme à la fois des dragées et des éléments siliceux portant des traces de corrasion et qui est très compacte.

Le Quaternaire est en outre représenté, entre les contreforts du S^t Merzoug et la plaine de grès, par plusieurs monticules allongés en lentilles qui s'élèvent de 4 à 6 M. au-dessus des grès. A la base se trouve un grès roux à dragées de quartz souvent coloré (Pliocène), puis on passe à une zone dans laquelle le grès est remanié et renferme des silex. Sur cette partie remaniée se trouve la carapace calcaire dans les éléments proviennent du Sénonien. A la partie moyenne de la carapace on trouve déjà des silex taillés et à la partie supérieure d'autres silex taillés avec débris de cuisine et traces de foyers. Le quaternaire est donc représenté par la partie supérieure de ces monticules, c'est-à-dire par la carapace qui repose sur les grès roux et fins que j'attribue au Pliocène. La stratification est horizontale. Dans les périodes de pluie, la carapace calcaire s'accroît encore aux dépens du Sénonien des pentes.

Au contact du Sénonien et des grès pontiens, on rencontre toujours une formation rouge brique qui sera étudiée d'une façon particulière dans la suite.

Cette formation n'avait pas échappé à PERVINQUIÈRE qui note [87, 223] que les grès du Bled Zelfane, comme ceux du

Mbila comprennent à leur début une couche d'argile sableuse rouge brique.

Quant à M. SOLIGNAC, il indique comme suit la présence du faciès détritique du Pontien en Tunisie Septentrionale [92. 362]: « Le faciès détritique auquel il convient d'attribuer des poudingues, des limons et sables rouges à débris végétaux silicifiés, commence aux abords même de Tunis (Sidi-Bou-Saïd); son aire d'extension est, ensuite, limitée au Nord par la vallée de la Medjerda et rejoint, au sud, les formations analogues de la Tunisie Centrale... ». Après avoir procédé à des analyses des sables argileux rouges, M. SOLIGNAC donne les indications suivantes (p. 363 et 364):

« On rencontre dans chacun de ces échantillons une forte proportion de calcaire et de dolomie qui indique que la substance argileuse rouge, servant de ciment aux grains de quartz clastiques est analogue à une marne magnésienne. Mais les échantillons 2 et 6 présentent la particularité de fournir à la fois un hydrate d'alumine, un hydrate de fer et un hydrate de titane, c'est-à-dire des *éléments latéritiques*. Les proportions respectives de ces éléments sont : pour le numéro 2 : 17,35 % et pour le n° 6 : 39 %; elles correspondent suivant la classification établie par A. LACROIX à des argiles latéritiques (il faudrait dire ici : *marnes latéritiques*).

« Toutefois, l'examen microscopique auquel je me suis livré pour chacune de ces deux roches, ne m'a pas permis d'y déceler la moindre trace d'hydrate d'alumine cristallisé, c'est-à-dire d'hydrargillite : j'en conclus que l'hydrate d'alumine, mise en évidence par les analyses, existe, sous la forme d'alumogels, c'est-à-dire sous une forme qui caractérise les *argiles latéritiques bauxitiques*.

« Il est intéressant de constater ainsi, en deux points de la Tunisie septentrionale, des phénomènes de latérisation aux dépens de marnes. Ils sont compatibles avec l'existence, déjà bien étudiée en plusieurs points de l'Afrique du Nord, d'un climat tropical à l'époque de la formation de ces sédiments, c'est-à-dire à la fin du Néogène moyen. A un pareil climat correspondait une flore importante de végétaux caractéristiques des contrées chaudes (bambous, ficus, palmiers, acacias, etc...) et dont on retrouve de nombreux vestiges dans le Sarmatien-Pontien de la Tunisie Centrale et de la Tunisie Septentrionale (Aïn Guettar) ».

Ces indications doivent être particulièrement retenues, car

dans la suite de ce travail je montrerai comment le gisement si varié et si intéressant de Sidi-Mabrouk m'a permis d'apporter des précisions nouvelles sur ces questions.

Les observations que j'ai faites dans cette région ont été facilitées par la présence de puits creusés par les Romains pour la recherche de l'eau dans le Bled Zelfane. Ces puits ont une profondeur qui varie entre 50 et 80 m. Leur exploration permet l'examen des assises pliocènes, miocènes et même crétacées.

Le Synclinal de Sidi-Mabrouk :

Le synclinal de Sidi-Mabrouk se présente comme un pli en fond de bateau, à la base du dernier contrefort du Sⁱ Merzoug. Il est parallèle à la ligne de crêtes représentées par les K^{at} Damous, El Harika et Chérifa.

Il est ainsi orienté E.W., le flanc S. se présentant comme une flexure, alors que le flanc N. est doucement relevé vers le Sⁱ Merzoug. Au sommet et à la base, les couches deviennent subhorizontales.

Le seul auteur qui ait, à ma connaissance, écrit sur ce synclinal est J. BERTHIER [4, 92] qui d'ailleurs ne le mentionne qu'en quelques lignes : « Comme exemple de gîte en formation, je citerai la mine de Sidi-Mabrouk.... C'est un petit syndical de Sénonien de 40 à 50 m. de profondeur, et de plus de 1 km de longueur dans lequel sont venus se concentrer, à des teneurs très variables, les minerais de zinc et de fer contenus dans les grès miocènes qui recouvrent le Sénonien ».

C'est le flanc S du synclinal qui a surtout retenu l'attention des mineurs qui l'ont suivi sur plus d'un kilomètre dans la direction E.W. et en profondeur sur plus de 70 mètres. J'admettrai, pour l'instant, qu'ils ont suivi un contact entre les dolomies et les calcaires (ceux-ci subordonnés à celles-là) du Sénonien et les grès du Pontien. On voit en tous cas très nettement les dolomies franches des niveaux supérieurs, passer progressivement aux calcaires en profondeur et au départ du Pontien.

Des travaux s'étendant sur six étages et un niveau inférieur, permettent un examen approfondi du flanc S. du synclinal, de la formation qui se trouve au contact, des dolomies, des calcaires dolomitiques, des calcaires et des grès. Des galeries suivent le contact des calcaires et des grès sur d'importantes distances.

Cet ensemble constitue une zone d'exploration unique

d'une part dans le Sénonien dolomitique et calcaire et d'autre part dans le Pontien chotteux, détritiques.

Quant à la formation E. qui se trouve au contact et qui a fait l'objet des travaux miniers, on voit qu'en un point déterminé, elle se divise en trois branches. La branche supérieure E1 repose sur un dépôt imperméable E2 qui à son tour repose sur les grès. La branche qui suit, E3, repose sur les calcaires; à son toit se trouvent les grès. La troisième branche E4 est simplement un remplissage d'une cassure contemporaine du plissement, dans les calcaires.

L'étude qui va suivre me fait considérer cette formation comme étant un éluvium.

Je définirai ce terme d'après E. HAUG : l'éminent géologue lui donne la définition suivante [55, 399] : « Les géologues russes appellent formations éluviales ou éluvium, par opposition au diluvium des anciens auteurs, qui est un terrain de transport par les eaux courantes ou par les glaciers, les produits de la désagrégation restés en place, par suite du défaut de pente ou de l'absence d'agents d'ablations ».

E. est un éluvium en place que les grès ont raviné comme l'indiquent les éléments roulés qu'ils renferment à son contact. Au 1^{er} étage, cet éluvium a évolué secondairement dans les dolomies et les calcaires du Sénonien. E3 est également un éluvium en place qui est logiquement la suite de E.

E1 et E2 sont des éluviums légèrement plus récents. Ils se sont formés aux dépens de E et constituent des éluviums remaniés. A leur base se trouvent des débris roulés des dolomies supérieures.

Quant à E4, c'est tout simplement le remplissage d'une diaclase par émigration *per descensum* de E3.

Au 1^{er} niveau (fig. 4) on voit une flexure très nette qui est épousée par l'éluvium et les travaux miniers permettent de suivre la substitution secondaire de l'éluvium dans les dolomies.

Une poussée venant du S. a esquissé d'abord un bas-fond synclinal où l'éluvium remanié s'est accumulé sur l'éluvium en place avec régime palustre.

Un arrêt dans le plissement a permis la formation de la seconde couche E2 puis E1.

Enfin une nouvelle accélération de l'érosion amène le dépôt des grès supérieurs.

En partant du synclinal pour se diriger vers le S., on

retrouve des traces de l'éluvium sur le plateau qui supporte les constructions de la mine de Sidi-Mabrouk où, quelquefois, il est descendu assez profondément par substitution dans les dolomies à silex. On le suit ensuite dès le début du Bled Zelfane en descendant les pentes, toujours reposant sur le Sénonien. Enfin des travaux de mines situés dans le Bled Zelfane ont permis de le retrouver dans la même situation après la traversée des grès.

D'autre part j'ai indiqué précédemment que d'après PERVINQUIÈRE les grès du Bled Zelfane, comme ceux du Mrhila comprennent à leur début une couche d'argile sableuse rouge brique.

Si sa nature est variable, cet éluvium paraît avoir une remarquable étendue et constituer un événement important dans les temps qui ont précédé le dépôt du Pontien détritique.

Dans la région de Sidi-Mabrouk, ses conditions de formation ou d'évolution ne peuvent guère être précisées avant l'étude micrographique et chimique qui va suivre.

En dernier lieu, je noterai la présence de grottes et de puits naturels qui indiquent une certaine karstification du plateau de Sidi-Mabrouk.

C'est dans ce cadre que je vais étudier l'évolution des dolomies et des silex, mais il me faut auparavant examiner attentivement les formations accessoires : l'éluvium, les calcaires, etc....

Bled Zelfane :

Cette région représente une surface considérable, aussi il m'a été impossible d'avoir des données précises partout. Je bornerai donc mon étude à la région située immédiatement au sud du synclinal de Sidi-Mabrouk.

Lorsqu'on quitte ce dernier pour se diriger vers le sud, on traverse d'abord des formations quaternaires alignées comme je l'ai indiqué, puis on arrive au permis n° 2 des mines de Sidi-Mabrouk. Un peu au S.W. du puits principal de cette mine, on a creusé un puits dans le permis n° 2 qui permet de traverser les grès et d'atteindre le Sénonien. A la limite, on traverse l'éluvium et on constate qu'il repose sur des dolomies blanches superposées à des dolomies bleues. Les dolomies blanches ont fortement évolué au contact de l'éluvium en donnant des sables dolomitiques, phénomène que j'étudierai dans la suite. L'éluvium descend par places nombreuses dans

les dolomies blanches et il en résulte qu'il a pu atteindre les dolomies bleues en suivant de fines fractures. Celles-ci se continuent dans la masse des dolomies bleues et l'éluvium en les pénétrant amène une certaine dédolomitisation de ces roches, phénomène qui retiendra également mon attention.

L'éluvium a ici une épaisseur de 0 m. 30 environ. Dans le synclinal, son épaisseur varie de 1 m. 50 à 0 m. 30, mais sa pénétration par substitution dans le mur dolomitique est souvent beaucoup plus importante. De la même façon l'éluvium du permis n° 2 pénètre par substitution dans le mur dolomitique mais il suit alors les lignes de fractures.

Les dolomies bleues ont une couleur identique à celle des calcaires du 6^{me} niveau.

CHAPITRE II

Etude de l'éluvium

Il est difficile dans ce travail d'aborder l'étude de l'éluvium en laissant de côté les dolomies et réciproquement. Cependant, comme il faut bien commencer par l'une ou l'autre de ces formations, je commencerai par l'éluvium, quitte à revenir plus tard sur cette question au cours de l'étude des dolomies.

L'éluvium E, E1, E3 et E4 apparaît comme une roche rouge brique laissant voir à côté de zones d'une grande compacité, des zones alvéolaires, quelquefois remplies en partie de cristaux de calcite. Son aspect général rappelle assez bien les couleurs de certaines latérites ou de certaines bauxites (bauxites rouges).

Dans l'éluvium évolué qui a pénétré les dolomies à silex par substitution, les silex sont restés à leur place, mais comme je le montrerai dans la suite, leur évolution est parfois très importante. On peut donc toujours distinguer au niveau des dolomies à silex, l'éluvium en place de l'éluvium évolué : ce dernier renferme des silex dans leur position naturelle.

L'éluvium remanié est représenté par l'éluvium E1 et E2. Ce dernier comporte à sa base des galets sphériques ou subsphériques qui proviennent d'une zone supérieure. Il est légèrement stratifié et lorsqu'on examine les grès à son départ, on constate qu'ils comportent quelques légers dépôts d'éluvium.

Tout à fait à la base de E2, se trouve une roche jaune ocre, peu argileuse, légère, qui se réduit en une poussière d'une grande finesse en tachant les doigts. C'est probablement le premier vestige du remaniement de E.

La dureté de l'éluvium E varie entre 5 et 6, sa cassure est subconcoïdale. La densité est voisine de celle de la limonite lorsque l'éluvium est pauvre en zinc.

Des essais de séparation magnétique ont montré que l'éluvium est moins magnétique lorsqu'il est finement broyé et qu'un maximum se produit pour une matière calibrée entre 1 et 2 mm. La calcination améliore beaucoup son comportement,

Composition chimique :

Sa composition chimique est la suivante :

	1E	2E	E1	E2	E3	E4	Ex
Silice libre	3,40	4,20	4,70	9,00	2,80	9,90	2,30
Silice combinée	0,60	1,00	6,70	11,20	—	—	29,30
Al ² O ³	tr.	2,60	5,80	6,50	0,70	3,40	41,05
Fe ² O ³	53,05	24,00	59,50	42,60	53,96	47,14	1,25
Mn ² O ³	0,15	0,13	1,60	0,78	—	—	0
P ² O ⁵	0,15	0,13	2,50	0,58	—	—	0,78
CaO	0,10	1,00	1,20	0,50	3,30	4,30	0,90
MgO	0,45	0,50	0,10	tr.	0,10	0,78	0,05
SO ³	tr.	tr.	tr.	tr.	—	tr.	1,50
TiO ²	tr.	tr.	—	0,70	—	—	tr.
ZnO	23,10	43,10	6,20	11,70	20,20	16,10	0,18
CO ²	13,27	24,73	tr.	tr.	—	9,80	tr.
H ² O	5,93	1,47	14,10	16,0	—	8,10	—
P. F.	—	—	—	—	18,70	—	22,50
Total	99,90	99,86	99,40	99,56	99,76	99,52	99,81

Dans ce tableau :

1E	représente	l'éluvium en place.
2E	—	évolué.
E1	—	remanié.
E2	—	remanié à la base.
E3	—	en place à la base.
E4	—	émigré dans un diaclase.

Il n'y a d'ailleurs qu'à se reporter à la fig. 4 pour avoir l'indication du prélèvement.

Quelques analyses ont été d'autre part conduites suivant la méthode de J. ORCEL, en utilisant le cupferron [82, 66].

On voit que l'éluvium imperméable E2 comporte le maximum de silice combinée et d'alumine, ce qui explique sa couleur spéciale et son imperméabilité.

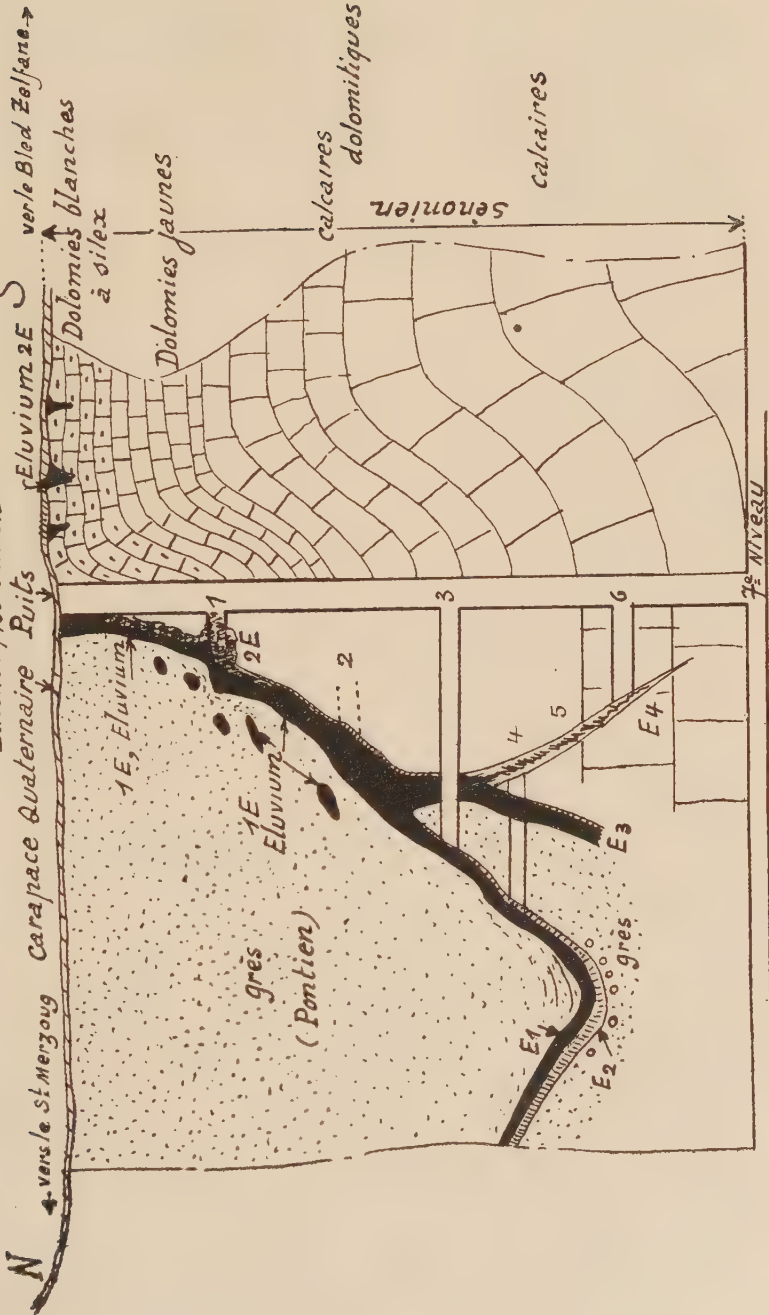
L'éluvium remanié E1 est le moins riche en zinc, sa teneur en eau est de 14,10 %.

Si l'on tient compte du fait que l'on donne à la limonite et à la stilpnosidérinite (limonite colloïdale) la même formule chimique : $2 \text{Fe}^{2}\text{O}^{3} \cdot 3 \text{H}^{2}\text{O}$ qui correspond à $\text{Fe}^{2}\text{O}^{3} = 85,5$ et $\text{H}^{2}\text{O} = 14,5$, on voit que la teneur en eau de l'éluvium correspond à la limonite ou à sa variété colloïdale.

Lorsque la teneur en zinc baisse, la teneur en fer (limonite) tend vers un maximum qui serait atteint pour une teneur

Fig. 4 Coupe par le puits de Sidi-Mabrouk

Echelle: 1/350 environ



en eau de 14,5 si on néglige les très petites quantités de manganèse et de titane qui doivent exister sous des formes hydratées.

Je n'ai fait appel ici à aucune des nombreuses analyses industrielles que j'ai en ma possession et qui montrent nettement le balancement indiqué entre les teneurs en fer et en zinc de l'éluvium.

D'ailleurs, l'examen micrographique confirme entièrement le point de vue chimique.

Le manganèse et le titane se trouvent selon toute probabilité, comme le fer, sous une forme hydratée et c'est bien ce qu'indique le microscope pour le premier. Le manganèse a la forme de petits amas qui émettent des dendrites comme je l'ai indiqué pour les calcaires de la forêt d'Arc.

Le manganèse est donc sous une forme voisine de $\text{MnO}[\text{OH}]$.

Le titane est sans doute représenté par la doeltérite : $\text{TiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ou $\text{TiO} \cdot \text{H}_2\text{O}$. Ce corps qui a été dosé dans l'éluvium E2 où il a une valeur de 0,70 %, a été recherché d'autre part, sur ma demande au spectroscopie par M. BOSSUET, collaborateur de M. JOLIBOIS à l'Ecole des Mines. Le titane présente des raies extrêmement sensibles qui permettent la recherche de traces très faibles. Or, dans les échantillons où le titane n'était pas dosable, M. BOSSUET l'a nettement mis en évidence par ses raies ultimes 3200,1, 3078,8 et 3088,1 qui sont très caractéristiques.

On a trouvé également dans un échantillon une teneur en arsenic de 0,05 % et dans deux autres échantillons des teneurs en plomb (PbO) de 0,25 et 0,02 %. Le zinc est quelquefois accompagné de très petites quantités de cadmium.

Il y a maintenant un éluvium que j'appellerai l'éluvium Ex, dont je donne l'analyse ci-dessus, qui est bien représenté au chantier 17 des mines de Sidi-Mabrouk (1^{er} niveau) où il a une épaisseur de 0 m. 40. Il s'agit d'une matière blanche, au toucher savonneux, rappelant certaines argiles, quelquefois cette matière est légèrement stratifiée, ce qui est indiqué par des filonnets de limonite qui lui donnent alors une teinte rose ou lie de vin. Parfois aussi, cette matière blanche ou légèrement colorée passe à un produit jaunâtre ayant les mêmes caractéristiques physiques. Comme Ex se relie à E, auquel il passe progressivement, on peut le considérer comme un éluvium remanié. Son origine sera mise en lumière lorsque j'aurai mon-

tré les phénomènes que représente l'évolution des silex. Mais dès maintenant, il n'est pas inutile de signaler le fait qu'une petite partie de l'éluvium est un éluvium remanié qui renferme des alumogels Al^2O^3 , $3\text{H}^2\text{O}$ avec un silicate d'alumine hydraté (Kaolinite : 2SiO^2 , Al^2O^3 , $2\text{H}^2\text{O}$).

On peut calculer théoriquement la teneur en alumine libre de cet éluvium. Pour la Kaolinite, on sait que l'on introduit un coefficient égal à 1,7 pour que le rapport moléculaire Ki entre la silice et l'alumine soit égal à 2. Autrement dit, on a :

$$\text{Ki} = \frac{\text{poids de la silice } \%}{\text{poids de l'alumine } \%} \times 1,7 = 2.$$

En effet pour la Kaolinite, 2SiO^2 , Al^2O^3 , $2\text{H}^2\text{O}$, $\text{Ki} = 2$.

Or, il y a latérisation lorsque l'on a moins de deux molécules de SiO^2 pour une molécule de Al^2O^3 .

C'est bien ce qui se produit pour l'éluvium Ex.

Si l'on considère la composition chimique de cette roche qui paraît essentiellement constituée par un éluvium, on voit qu'elle renferme : 29,3 % de silice combinée, 41,05 % d'alumine et 1,25 % d'oxyde de fer. Or 29 gr. 3 de silice combinée prennent 25 gr. 2 d'alumine et 8 gr. 8 d'eau pour former 63 gr. 3 de kaolinite. Il reste : $41,05 - 25,2 = 15$ gr. 85 d'alumine libre.

Cette teneur en alumine libre correspond à 24 gr. 24 d'hydrate d'alumine à 3 molécules d'eau. Si on calcule la teneur en limonite d'après 1,25 % de Fe^2O^3 , on a : 1,46 % de limonite.

Les éléments latériques d'après M. LACROIX (op. cit.) sont représentés par la somme des hydrates d'alumine et de fer soit 26 % environ (25,70 % exactement).

J'ajoute de suite que l'examen micrographique de cet éluvium a permis de mettre en évidence de fines lamelles de kaolinite.

Les différentes variétés d'éluvium ne renferment que de très petites quantités de carbonate de magnésie, c'est surtout le carbonate de chaux qui domine et la raison apparaîtra bien claire lorsque j'étudierai la dédolomitisation des dolomies au contact de l'éluvium. Dans tous les cas, lorsque l'on rencontre des alvéoles dans l'éluvium, celles-ci renferment toujours de la calcite et non de la dolomite ; c'est ce qui permet à l'éluvium d'atteindre la teneur notée (E4) de 4,30 en CaO . Un éluvium a même donné une teneur de 10,40 en chaux ; il s'agit alors d'un échantillon provenant de la zone de substitution de l'éluvium aux calcaires inférieurs.

Etude micrographique de l'éluvium :

1° Echantillon provenant de l'éluvium en place 1E :

Sur un fond jaunâtre ou rougeâtre comme en donne la limonite en lumière naturelle, on voit des masses grumeleuses distinctes ou agglomérées qui se détachent en rouge vif. Ce sont souvent des sortes de globules sans structure concentrique. Cet aspect est bien plus net encore en lumière réfléchie. Les alvéoles sont remplies par de la calcite parfois cristallisée en assez grands cristaux. En lumière polarisée, la masse de l'éluvium s'éteint par grandes plages, successivement, lorsque l'on fait tourner la platine du microscope.

Si le fer est nettement visible, il n'en est pas de même du zinc qui ne peut qu'être renfermé dans les intervalles des concrétions ferriques que l'on voit former des sortes de globules. Il s'agit là d'une zone teintée par le fer, mais qui a une structure chagrinée et où l'on distingue de fines particules, rondes ou ovales.

Comme la smithsonite (CO^3Zn) renferme 35,2 de CO^2 et 64,8 de ZnO, le rapport théorique

$$\frac{\text{ZnO}}{\text{CO}^2} = \frac{64,8}{35,2} = 1,84.$$

Or, dans l'éluvium 2E, le rapport

$$\frac{\text{ZnO}}{\text{CO}^2} = \frac{43,10}{24,73} = 1,75.$$

voisin de 1,84 car il ne faut pas oublier que dans l'analyse de cet éluvium il y a des carbonates de chaux et de magnésie à qui l'on doit attribuer de l'acide carbonique. On a donc sous les yeux une smithsonite ferrifère. Il en existe des variétés que l'on appelle Capnite ou Monheimite.

2° Echantillon provenant de l'éluvium remanié E1 :

Les caractéristiques de cet échantillon sont les mêmes que celles du précédent en lumière naturelle, réfléchie et polarisée. En plus on voit de nombreux débris de matière phosphatée isotropes comme la colophanite. Ainsi que je le montrerai, ce phosphate est originellement contenu dans les dolomies supérieures à silex. La présence de ces éléments dans le fond de la cuvette montre que d'une part l'Eluvium E1 s'est formé aux dépens de l'Eluvium en place 1E qui repose sur les dolomies à inclusions phosphatées et que d'autre part le transport a

été limité puisque les éléments phosphatés ne sont pas plus fragmentés qu'ils ne le sont dans les dolomies. Les grains phosphatés vus au microscope confirment les indications des teneurs en acide phosphorique des analyses.

2° Echantillon provenant de l'éluvium remanié E1 :

Les constituants sont les mêmes que dans l'échantillon précédent, mais à côté des débris phosphatés en colophanite, on voit des éléments phosphatés incolores en lumière naturelle et d'un blanc très vif en lumière polarisée, s'éteignant par rotation de la platine du microscope, qui sont de la francolite. D'autres éléments phosphatés polarisent avec les couleurs de l'apatite. Toutes ces variétés de phosphates se trouvent dans les dolomies à silex. On remarque aussi des plages de manganèse hydraté émettant des dendrites.

4° Echantillon provenant de l'éluvium remanié E1 :

Cet échantillon a été prélevé au contact des grès. On voit à l'œil nu l'éluvium typique accolé aux grès, ayant toutefois au contact une zone de limonite pure.

Au microscope, les grains de quartz arrondis sont presque tous fracturés, ce qui montre bien que le synclinal s'est resserré postérieurement au dépôt des grès. Les grains de quartz sont cimentés par une matière analogue à l'éluvium. Dans les fractures des quartz, il s'est déposé de l'opale et la périphérie des grains est parfois corrodée.

5° Echantillon provenant de l'éluvium remanié E2 :

On voit de fins grains de quartz secondaire à inclusions calcaires ou dolomitiques. En lumière réfléchie cet échantillon révèle très nettement une structure globulaire sans zones concentriques. En lumière naturelle et polarisée, on voit de fins grains de phosphate de chaux type francolite, polarisant nettement. Ici le transport a pu être un peu plus grand. C'est donc un échantillon remanié. Il renferme un peu de vase.

6° Echantillon provenant de l'éluvium remanié Ex :

Cette matière a la couleur de la craie, elle donne l'impression du savon au toucher, elle se laisse rayer par l'ongle.

Au microscope, il semble que l'on assiste à la naissance

de l'état cristallin et l'on voit déjà en certaines zones de fines paillettes de kaolinite qui deviennent de plus en plus nombreuses. Ces paillettes présentent les caractéristiques indiquées par M. LACROIX [61, 332 et 333].

7° Echantillon provenant de l'éluvium remanié Ex :

On remarque dans cet échantillon quelques éléments de phosphates (colophanite), des traces de calcite ou de dolomite, de l'opale.

8° Echantillon provenant de l'éluvium remanié Ex :

Cet échantillon a été prélevé dans la zone de couleur rose ou parfois lie de vin.

Les lames montrent de la calcédonite qui polarise d'une façon indécise par zones réparties irrégulièrement dans la masse. Il semble qu'il y ait ici hydratation de la silice. Certaines plages de calcédonite regardées en lumière naturelle semblent représenter des microorganismes identiques à ceux que je déterminerai plus tard dans les silex.

Enfin on rencontre dans cet éluvium des silex encore parfaitement reconnaissables, mais je n'anticiperai pas ici sur l'étude des silex. Cette dernière doit être faite sur les silex en place dans leur gisement.

CONCLUSIONS

Un premier point acquis est que l'on peut diviser tout d'abord l'éluvium en deux catégories : l'éluvium en place et l'éluvium remanié. Les preuves du remaniement sont manifestes pour l'éluvium intercalé dans les grès.

Lorsque j'étudierai la dédolomitisation des dolomies, je serai amené à tenir compte d'une troisième catégorie d'éluvium : celle qui est aujourd'hui en pleine évolution par substitution progressive de l'éluvium à ces dolomies.

Un second point regarde la constitution même de l'éluvium. En tenant compte seulement des constituants principaux, on est conduit à diviser encore l'éluvium en deux catégories : 1° un éluvium riche en fer ou en zinc ; 2° un éluvium riche en silice et en alumine.

Dans la première catégorie, les analyses montrent que

lorsque la teneur en zinc augmente, l'eau combinée diminue. Ce point de vue est confirmé par de nombreuses analyses. Pour une teneur en zinc égale à 6,20 seulement, la teneur en eau combinée est de 14,10 %, cette quantité se rapproche alors beaucoup de celle de la limonite ou de sa variété colloïdale la stilpnosidérinite (14,5 %). Il y a lieu cependant de tenir compte des autres produits hydratés tels que l'alumine qui toutefois est faiblement représentée dans le cas envisagé ci-dessus (éluvium E1). Le zinc n'est pas sous une forme hydratée et

$\frac{\text{ZnO}}{\text{CO}_2}$

c'est ce que confirme le rapport — qui révèle la présence

de la smithsonite.

Dans la seconde catégorie, le microscope indique la présence de la Kaolinite (éluvium Ex) et celle d'une quantité d'alumine libre qui atteint environ 16 %. Le microscope indique l'absence de produits cristallisés autres que la kaolinite, c'est-à-dire l'absence d'hydrates d'alumine cristallisés tels que l'hydrargillite (ou gibbsite) $\text{Al}^2\text{O}^3, 3\text{H}^2\text{O}$ et le diaspoire ou la boehmite, $\text{Al}^2\text{O}^3, \text{H}^2\text{O}$. On peut donc penser à la présence d'Alumogels $\text{Al}^2\text{O}^3, 3\text{H}^2\text{O}$ ou $\text{Al}^2\text{O}^3, \text{H}^2\text{O}$.

Dans tous les cas, les deux catégories d'éluvium révèlent la présence d'éléments latéritiques.

Si on prend par exemple le cas de l'éluvium Ex, on voit qu'il renferme des hydrates d'alumine et de la limonite. Tous calculs faits on a au total 26 % environ d'éléments latéritiques et d'après la classification de M. LACROIX [63, III, 93 et 94] cette donnée place l'éluvium Ex au rang des argiles latéritiques 10 à 50 % d'éléments latéritiques).

CHAPITRE III

Calcaires, Grès, Roches diverses

Avant d'aborder l'étude des dolomies et des silex, il est indispensable de décrire quelques roches accessoires.

1° Calcaires

Les calcaires à *Bostrychoceras polyplocum* et à *Inoceramus Crispii* du K^t S^t Mabrouk et de ses abords sont des calcaires blancs ou légèrement jaunâtres qui ont tendance à se diviser en rognons. Examinés en lames minces au microscope, on voit qu'ils renferment de nombreux microorganismes tels que des Lagenas et des foraminifères de la famille des Buliminidae.

Le calcaire du 3^e niveau du synclinal a sensiblement les mêmes foraminifères que le calcaire ci-dessus, mais il est un peu cristallin et renferme un ciment de calcite finement grenue.

Le calcaire du 6^e niveau renferme aussi des Rosalines et des Lagenas.

Ce calcaire a donné à l'analyse les résultats suivants :

SiO ²	Al ² O ³	Fe ² O ³	Mn ² O ⁴	CaO	MgO	SO ³	P ² O ⁵	H ² O	CO ²	Total
4,00	5,3	1,2	tr.	48,2	0,6	0,8	tr.	2,8	36,9	99,8

Le calcaire du 7^e niveau renferme en plus des Globigérines du type *Globigerina bulloides* D'ORB. des *Rosalina Linnei* D'ORB. Ces dernières présentent des variations de formes qui rappellent les descriptions de M. J. DE LAPPARENT [65, 133].

En dehors de ces calcaires qui sont en place, j'ai examiné des galets calcaires très arrondis, qui paraissent avoir subi un parcours très limité et que l'on rencontre en rares éléments à la base des grès soit dans le Bled Zelfane, soit dans le Synclinal.

Ceux du Bled Zelfane, examinés au microscope, montrent qu'ils proviennent de la zone à *B. polyplocum* et à *I. Crispii*.

Ceux de la base des grès pontiens du synclinal viennent d'un niveau qui a disparu à moins qu'on ne les considère

plutôt comme le résultat d'un phénomène de substitution dont les dolomies du 1^{er} niveau auraient fait les frais. Ce qui tendrait à faire admettre cette hypothèse, c'est le fait que le microscope indique dans cette roche la présence d'éléments phosphatés, analogues à ceux des dolomies. On y rencontre aussi quelques plages de glauconie, le reste de la roche a une structure cryptocristalline, sans toutefois qu'on puisse le rapporter à une dolomie cryptocristalline évoluée ainsi que cela découle de l'analyse ci-dessous :

SiO ² libre	SiO ² combinée	Al ² O ³	Fe ² O ³	P ² O ⁵	H ² O
19,70	9,70	40,40	0,65	0,15	28,90

la chaux, la magnésie, l'acide sulfurique, n'existent qu'à l'état de traces.

Cette roche, à l'état de galet sphérique à la base de l'éluvium E2, renferme des éléments latéritiques.

2° Grès :

J'ai prélevé des échantillons des grès à différents niveaux du synclinal; les préparations leur donnent les caractères généraux suivants :

Les grains de quartz sont ordinairement bien arrondis. La plupart de ces grains sont fracturés depuis leur mise en place définitive car les fragments sont en regard les uns des autres dans le ciment. Ce dernier est généralement ferrugineux, il renferme souvent de l'opale et quelquefois on voit dans le ciment des petits cristaux secondaires de quartz.

Souvent les grains sont fracturés au point de rencontre avec les grains voisins, quelquefois ils sont traversés par de vrais réseaux de fractures. Tous présentent l'extinction roulante.

Ce sont des éléments détritiques qui ont subi en général des pressions intenses.

3° Roches diverses :

Sous cette dénomination, je vais décrire une roche riche en zinc dont l'analyse fait penser à une calamine SiO² (Zn, OH). La calamine type renferme : SiO² 25 %, ZnO 67,5 et H²O 7,5.

Or, la roche de Sidi Mabrouk donne les résultats suivants à l'analyse :

SiO ² (l)	SiO ² (c)	Al ² O ³	Fe ² O ³	Mn ² O ⁴	P ² O ⁵	CaO	MgO	SO ²	ZnO	H ² O	Total
2,40	23,40	1,30	2,60	0,20	0,10	1,40	0,10	tr. .	59,8	8,5	99,80

On voit que les teneurs en silice combinée (23,40 %) et en oxyde de zinc (59,80) se rapprochent des valeurs théoriques de la calamine.

Cette roche offrait cependant des particularités qui m'ont conduit à en faire une étude complète.

Description microscopique :

La couleur générale de la roche est jaune ocre. Sa surface est mamelonnée : ce sont des protubérances qui reposent sur un dépôt comportant des stries alignées (pl. XI, fig. 1). Sous le recouvrement jaunâtre, on devine une couleur rose qui est la vraie couleur de la roche.

Les mamelons fracturés montrent en effet une couleur rose avec une structure rayonnée. Sur les mamelons, on distingue des dendrites de manganèse. La couleur rose peut provenir du manganèse.

Etude micrographique :

En lumière polarisée, la roche apparaît comme étant formée de sphérolithes à enroulement dont le centre donne la croix noire. Quelques fibres donnent des couleurs de polarisation vives qui rappellent celles des chlorites et qui sont peut-être dues à un peu de silicate de fer auquel il faudrait attribuer les teneurs ci-dessus en fer et en alumine dont les rapports seraient normaux.

En lumière naturelle, on voit des fibres constituées par des éléments à section cloisonnée, accolés dans le sens de l'allongement. Quelquefois ces fibres sont entrecoisées et forment un feutrage. Lorsque les fibres sont coupées transversalement par la préparation, leur section indique des tubes d'algues.

On retrouve dans l'étude de M. WILMOT H. BRADLEY sur les formations de Green River [15] non seulement les stries alignées formant support qui dans la fig. A de la planche 36 représentent du bois d'après l'auteur, mais les tubercules (ou papilles) dont chacun représente une colonie d'algues (fig. B, pl. 36). Enfin dans la fig. B de la pl. 32, on voit des tubes disposés en séries ondulantes.

Le type d'algue décrit par M. WILMOT H. BRADLEY est désigné par l'auteur sous le nom de *Chlorellopsis coloniata* REIS.

Il semble bien que l'on ait affaire à Sidi-Mabrouk à une algue de ce type sans qu'il y ait certitude.

Comme dans les *Chlorellopsis coloniata* décrites par M. W. H. BRADLEY, j'ai trouvé dans les dépôts de ces colonies d'algues (?) des petits grains de quartz secondaire.

A Sidi Mabrouk, on rencontre cette roche curieuse en marge de l'éluvium et dans les parties superficielles de la formation où il a pu se former, au Pontien, des dépôts lacustres renfermant des eaux claires et peu profondes.

Parmi les roches diverses, je comprendrai les éléments siliceux des grès supérieurs, éléments qui portent des traces d'usure éolienne.

En lame mince, on voit qu'il s'agit de débris de silex du Sénonien. La corrasion détermine sur ces silex des sortes de cupules en même temps qu'un alignement général de ces cupules simule des stries.

CHAPITRE IV

Evolution des dolomies

Généralités :

Les roches dolomitiques de Sidi Mabrouk se composent des variétés suivantes :

1° Des roches du synclinal, soit :

- a) les calcaires dolomitiques des niveaux inférieurs
- b) les dolomies jaunâtres du premier niveau
- c) les dolomies blanches à silex (teintées par le fer au voisinage de l'éluvium) ;

2° Des dolomies grises et des dolomies teintées par le fer, renfermant des éléments miocènes et pliocènes (N. du synclinal, base du dernier contrefort du Sⁱ Merzoug).

3° Des dolomies blanches ou bleues du permis n° 2 (Bled Zelfane).

Dans le synclinal, en partant des dolomies à silex pour aller au calcaire, on a la succession suivante : dolomies à silex ; dolomies du 1^{er} niveau ; calcaires dolomitiques ; calcaires (fig. 4).

J'ai indiqué précédemment comment, à une époque où aucun travail minier ne permettait l'examen du sous-sol, L. PERVINQUIÈRE avait déjà remarqué « un calcaire très dur (6), passant parfois à un grès, d'autres fois un peu dolomitique, rempli de silex... ». L'éminent géologue désigne ainsi, sans aucun doute, les dolomies blanches à silex. Leur rapport avec les grès est bien déterminé, comme il l'indique d'ailleurs lui-même dans la fig. 4 de la pl. II de son « Etude géologique de la Tunisie Centrale ». Quant à la dolomitisation, on voit qu'elle diminue peu à peu jusqu'à sa disparition totale à mesure que l'on s'éloigne de l'éluvium.

Peut-on écrire dans ces conditions que toutes les dolomies de la région de Sidi-Mabrouk se sont formées au contact du *Pontien chotteux* ?

Avant d'aller jusque là, peut-être conviendra-t-il de mul-

tiplier les observations, ce qui d'ailleurs demandera du temps, car on comprendra combien rare doit être le cas de Sidi-Mabrouk avec ses facilités d'observation quasi uniques.

C'est ce point de vue que j'adopterai, mais dès maintenant, je puis écrire que les dolomies qui renferment des éléments siliceux miocènes et pliocènes se sont formées à la fin du Tertiaire ou au cours du Quaternaire. Elles recouvrent d'ailleurs parfois les grès miocènes ; elles se sont formées par voie continentale.

Ce ne sont pas les seuls phénomènes continentaux que j'aurai l'occasion de mettre ici en évidence, je décrirai l'évolution continentale de certains matériaux dolomitiques et tout particulièrement la substitution de l'éluvium et de la silice aux calcaires dolomitiques et aux dolomies (dédolomitisation et silicification).

La classification qui sera adoptée ici pour les dolomies est celle de M. CAYEUX, telle que ce savant l'a exposée dans ses cours au Collège de France dans l'année 1931. On peut la résumer comme suit :

1° Calcaires magnésiens : calcaires qui renferment peu de carbonate de magnésie. Ce carbonate de magnésie est dans le carbonate de chaux, il est invisible au microscope.

2° Calcaires dolomitiques : le carbonate de chaux l'emporte sur le carbonate de magnésie individualisé en grains ou en cristaux de dolomite visibles au microscope.

3° Dolomies calcarifères : la dolomite l'emporte en cristaux, en grains.

4° Dolomies franches : à peine de carbonate de chaux.

D'autre part, M. CAYEUX distingue les dolomies grenues (tous les éléments sont visibles à l'œil nu) des dolomies microgrenues (éléments constitutifs visibles seulement au microscope avec un faible grossissement).

Contrairement à d'autres dolomies de Tunisie (dolomies triasiques de Sidi-bou-Krim), les dolomies de Sidi-Mabrouk ne sont pas vacuolaires. Dans les dolomies de Sidi-bou-Krim, les vacuoles sont souvent remplies par de la calcite.

Les dolomies de Sidi-Mabrouk ne sont pas rugueuses au toucher, sauf celles du niveau à silex. Au microscope, on voit que les dolomies rugueuses ont de grandes plages, leur grain est plus volumineux. Les dolomies du premier niveau apparaissent au toucher comme analogues à un calcaire marneux, leur grain est fin.

Les dolomies du niveau à silex, celles du premier niveau et celles de la région N. du synclinal ne font pas effervescence à l'acide chlorhydrique.

La dolomie bleue du permis de recherches n° 2 offre le maximum de finesse des grains, elle donne une vive effervescence à l'acide seulement dans ses fines fractures. Je montrerai que suivant ces lignes se développent des plages de calcite qui figurent une dédolomitisation naissante.

Pour différencier la calcite de la dolomite, j'ai toujours fait usage de la réaction de J. LEMBERG décrite par M. L. CAYEUX [29, 183 et 184] qui permet de teinter le calcaire par le chromate d'argent.

Dolomies du Synclinal

a) *Calcaires dolomitiques des niveaux inférieurs*

Ce calcaire est caractérisé par un aspect légèrement jaunâtre, passant parfois à des zones blanchâtres. Sa teneur en silice est celle que j'ai indiquée précédemment pour le calcaire du 6^{me} niveau (4 %) mais sa teneur en magnésie peut atteindre 6 %. L'état des travaux miniers ne m'a malheureusement pas permis de prendre une série d'échantillons allant de ces calcaires aux dolomies franches.

Au microscope, on voit qu'il s'agit d'un calcaire finement cristallisé, d'aspect sale en lumière naturelle. Les grains de dolomite facilement reconnaissables, lorsqu'on les compare à ceux de certaines dolomies de la région, sont toujours réunis en plages dans la pâte calcaire. Les grains sont généralement fins et visibles seulement au microscope. Les microorganismes n'existent que dans la zone calcaire.

J'aurai l'occasion de revoir ces calcaires lorsque j'étudierai la pénétration par substitution de l'éluvium dans les dolomies.

b) *Dolomies jaunâtres du premier niveau*

Examen macroscopique :

Dolomie d'une couleur légèrement jaunâtre, non rugueuse au toucher, cassures lisses, structure fine qui n'est visible ni à l'œil, ni à la loupe. Pas d'effervescence à l'acide chlorhydrique.

Dimension et forme des grains :

Fine structure seulement visible au microscope. Grains

généralement quadrangulaires, assez réguliers et homogènes accolés les uns aux autres.

Inclusions et ciment :

La réaction de LEMBERG montre que les grains renferment des inclusions calcaires. Le ciment est également calcaire. Lorsque l'éluvium ou des produits ferrugineux ne la pénètrent pas, il n'y a pas d'autres inclusions.

Macles :

Pas de macles.

Dichroïsme (ou pseudodichroïsme) :

On sait que ce terme indique dans les dolomies le phénomène suivant :

En lumière naturelle, on remarque des grains incolores et d'autres qui sont gris. Si on fixe un grain incolore, on voit qu'il devient gris pour une certaine rotation de la platine du microscope. On obtiendra cette modification de la couleur du grain deux fois par tour. Pour une position quelconque de la platine du microscope, on a donc toujours des grains incolores et des grains gris. (L. CAYEUX).

Dans ces conditions, la dolomie du premier niveau ne présente que faiblement ce phénomène.

Restes organiques :

Dans cette roche, on rencontre de loin en loin des grains de phosphate de chaux ou des fragments de tissus osseux. J'ai déterminé des inclusions de phosphates des types colophanite, francolite et apatite. Aucun de ces éléments n'a subi d'altération même à la périphérie, mais il a pu y avoir passage de l'un de ces types à un autre type.

Composition chimique :

L'analyse complète de cette roche a donné les résultats suivants : ^

SiO ²	Silice	Al ² O ³	Fe ² O ³	Mn ³ O ⁴	CaO	MgO	SO ³	P ² O ⁵	ZnO	H ² O	CO ²	Total
libre comb.												
1,40	0,60	0,67	1,23	tr.	29,60	20,7	tr.	0,05	tr.	tr.	46,0	99,95

On sait que la dolomite a pour composition :

Ca CO² = 54, 21 % ; MgO (CO²) = 45,79 %, ce qui correspond à : CO² = 47,8 % ; CaO = 30,4 % ; MgO = 21,8 % et à la formule : (CO³)² Ca Mg.

On voit que la dolomie du premier niveau est une dolomie légèrement ferrugineuse qui se rapproche de la dolomie typique.

Classification :

Cette dolomie rentre dans la catégorie des dolomies micro-grenues.

c) *Dolomies blanches à silex*

Ces dolomies sont non seulement représentées dans le synclinal mais on les trouve encore sur de grandes étendues dans la zone E et sur les pentes des contreforts du Sⁱ Merzoug.

Dans le synclinal et dans la zone E, il s'agit de la dolomie qui offre la plus grande dimension des grains de toutes les dolomies de la région. Au pied des contreforts du Sⁱ Merzoug, on trouve non seulement cette dolomie à grain relativement gros, mais encore une dolomie plus fine. L'une passant à l'autre latéralement.

1. — Dolomie relativement fine du niveau à silex

Provenance :

Dernier contrefort avant le synclinal et au N. de celui-ci
Examen macroscopique :

Caractérisée en réalité par une assez grande variation de la dimension des grains. On voit des grains de petite taille voisinant avec des grains de la taille ordinaire des dolomies à silex. Le contour des grains est très irrégulier, contrairement à la dolomie du premier niveau.

Inclusions et ciment :

Si l'on examine au microscope la lame traitée par la réaction de LEMBERG, on voit que les inclusions ne sont pas seulement représentées par la calcite. En dehors d'elle, on remarque un voile gris de nature indéterminée. Le ciment très léger est calcaire. La réaction de LEMBERG indique la présence de zones irrégulières non teintées par le chromate d'argent qui représentent la dolomite typique.

Macles :

Je n'ai pas trouvé une seule macle dans mes préparations. On sait qu'elles sont plus rares pour la dolomite que pour la calcite.

Dichroïsme (ou pseudodichroïsme) :

En lumière naturelle, on remarque des grains incolores et d'autres qui sont gris et on constate un dichroïsme très net en faisant tourner la platine du microscope.

Restes organiques :

Je n'ai pas trouvé de restes organiques, cependant le voile gris dont il est question ci-dessus peut en signaler la présence. Comme je le montrerai dans la suite, les silex renfermés dans ces dolomies contiennent beaucoup de microorganismes.

Composition chimique :

L'analyse complète de cette roche a donné :

SiO ²	Al ² O ³	Fe ² O ³	Mn ² O ⁴	CaO	MgO	SO ³	P ² O ⁵	ZnO	H ² O	CO ²	Total
0,7	1,3	tr.	0	30,2	18,8	0,6	0	0	3,7	44,5	99,8

Classification :

C'est une dolomie grenue fine qui par endroits est presque microgrenue.

2. — Dolomie blanche à silex (typique) :

Provenance :

Couches de bordure du synclinal assez loin de l'éluvium.

Examen macroscopique :

Cette roche ne donne pas d'effervescence à l'acide. La structure est à peine visible à l'œil nu. On voit simplement briller les grains de dolomite.

Dimension et forme des grains :

On a ici la plus forte dimension des grains de toutes les roches dolomitiques de la région. Les grains ont des contours irréguliers, leur grosseur varie entre certaines limites. Ces grains de dolomite présentent par leur coupe les caractères de la calcite grenue.

Inclusion et ciment :

Grâce à la réaction de LEMBERG, on voit que la calcite est en inclusions disséminées dans le grain ; quelquefois peu nombreuses, elles sont alors plus importantes. Le ciment est calcaire. Il y a d'autres inclusions qui peuvent être dues à des matières organiques. En somme la calcite apparaît : 1° dans le ciment ; 2° en inclusions disséminées dans le grain ; 3° en soulignant les clivages. La fig. 6 de la planche XI représente une microphotographie d'une lame teintée par le chromate d'argent, lavée à l'eau distillée puis montée dans le baume du Canada. La calcite en inclusions a des contours tourmentés et indéfinis,

Macles :

Pas de macles.

Dichroïsme (ou pseudodichroïsme) :

Très apparent.

Restes organiques :

Néant ou traces, en dehors de quelques inclusions phosphatées.

Composition chimique :

L'analyse complète donne les résultats suivants :

SiO ²	Al ² O ³	Fe ² O ³	Mn ² O ⁴	CaO	MgO	P ² O ⁵	ZnO	H ² O	CO ²	Total
0,40	0,40	0,74	tr.	31,00	20,35	0,50	tr.	0,20	46,60	99,74

Classification :

C'est une dolomie finement grenue.

Variétés :

Certaines de ces dolomies à silex présentent un aspect spécial lorsqu'on se rapproche de l'éluvium. Elles ont un aspect de brèche. L'examen attentif des bancs montre qu'il s'agit d'une fausse brèche. L'aspect est donné par une pénétration incomplète du fer laissant subsister des zones intactes, blanches, cristallines. Il en résulte une mosaïque. Les plages non ferrugineuses ont des contours qui peuvent se diviser en 3 sortes : 1° quadrilataires à angles arrondis ; 2° plages subcirculaires ; 3° plages quasi triangulaires avec le plus souvent des angles bien arrondis. Les zones non touchées par le fer sont remarquablement blanches et dénuées d'impuretés en général. Le contact avec la zone ferrugineuse est quelquefois souligné par une traînée de limonite qui n'est pas un ciment. Il n'y a pas d'effervescence à l'acide pour l'une ou l'autre plage. Cet aspect s'atténue peu à peu en avançant dans les bancs en s'éloignant de l'éluvium.

C'est une structure bréchoïde acquise par voie chimique, au contact de l'éluvium.

3. — Dolomies post-pliocènes

a) *Dolomie grise à dragées de quartz*

Examen macroscopique :

Roche blanchâtre ou grise à grain fin non visible à l'œil nu. On remarque des dragées de quartz coloré. Cette indication et la situation stratigraphique de cette roche recouvrant les

grès miocènes en font un sédiment dû au remaniement des couches dolomitiques voisines à une époque relativement récente.

Dimension et forme des grains :

A peu près la dimension et la forme des dolomies du premier niveau. Les grains sont quadrangulaires et accolés (fig. 5 de la planche XI).

Inclusion et ciment :

Le ciment et de fines inclusions sont calcaires.

Macles :

Néant.

Dichroïsme (ou pseudodichroïsme) :

Assez apparent.

Restes organiques :

Grains ou débris de phosphates de chaux : colophanite et apatite.

Classification :

Dolomie microgrenue.

b) *Dolomie teintée par le fer :*

Aspect macroscopique.:

Cette dolomie a une couleur rose. On voit à l'œil nu briller des grains de dolomite. Elle renferme des éclats de silex (jamais de silex entiers), de nombreux grains de quartz typiques des grès pontiens, des dragées de quartz coloré et des éléments siliceux à traces d'usure éolienne que j'ai précédemment rapportés au Pliocène.

Cette roche a également été étudiée pour sa silicification au départ des éclats de silex ; il en sera question dans la suite.

4. — Dolomies blanches et bleues du permis n° 2 (Bled Zelfane)

a) *Dolomie blanche :*

Cette dolomie ressemble assez à la dolomie à silex quoi qu'elle n'en contienne pas. Sur une épaisseur qui atteint quelques millimètres, au voisinage de l'éluvium ou des diaclases elle perd son ciment de calcite, puis libère les grains de

dolomite qui à la surface forment des sables de 2 à 3 cm. d'épaisseur et même davantage.

Ces sables donnent sous les doigts (tout comme la mise en liberté de calcite grenue par disparition du ciment dans le Bathonien d'Arc) l'impression d'un grès. C'est donc un phénomène absolument comparable à l'« altération pâteuse » des calcaires.

L'attaque à l'acide ne donne pas d'effervescence, même au bout de plusieurs minutes. Examinés au binoculaire, ces sables sont formés de nombreux rhomboèdres de dolomite voisinant avec des grains de forme quelconque. Une lame mince placée à cheval sur la dolomie et sur son recouvrement pulvérulent montre bien la mise en liberté des grains par disparition du ciment.

Cette roche avec les sables qui la recouvrent est représentée dans la fig. 3 de la pl. XI).

Les dimensions des grains sont à peu près les mêmes que celles des grains de la dolomie à silex.

Inclusions et ciment :

Les inclusions et le ciment sont calcaires.

Macles :

Pas de macles.

Dichroïsme (ou pseudodichroïsme) :

Très prononcé.

Restes organiques :

Néant, pas de phosphates.

Classification :

Dolomie grenue.

b) Dolomie bleue :

Cette roche est subordonnée à la précédente.

Examen macroscopique :

Roche de couleur bleuâtre à grain fin, non visible à l'œil et seulement au microscope (pl. XVIII). On voit de très fines fractures qui font effervescence à l'acide alors que le reste de la roche est réfractaire au moins pendant plusieurs minutes. Comme couleur, cette dolomie ressemble au calcaire des bas niveaux du puits du synclinal de Sidi-Mabrouk.

Dimension et forme des grains :

C'est le genre de la dolomie du premier niveau et de la

dolomie grise post-pliocène, mais avec cristallisation plus fine encore. Les grains sont quadrangulaires, parfois presque circulaires, réguliers, accolés les uns contre les autres.

Inclusions :

Ciment calcaire et inclusions calcaires dans les grains.

Macles :

Pas de macles.

Dichroïsme :

Peu apparent.

Restes organiques :

Un contour ovale dessiné par une trame de calcite ayant au centre un remplissage cryptocristallin, analogue à la structure d'un silex, pourrait signaler le reste d'un microorganisme. On trouve de loin en loin des grains de colophanite dont quelques-uns paraissent présenter une régression du phosphate de chaux devant la calcite qui occupe la périphérie de ces grains. Un peu d'apatite.

Classification :

Cette roche est une dolomie microgrenue en voie de dédolomitisation au départ de fines fractures.

CHAPITRE V

Dédolomitisation et minéralisation des dolomies

Au départ de l'éluvium, le gisement de Sidi-Mabrouk présente plusieurs pénétrations par substitution de l'éluvium dans le mur, en direction du Sud. L'une de ces pénétrations exploitée en partie en carrière est particulièrement importante.

On est surpris de constater combien la magnésie est peu représentée dans les analyses de l'éluvium ainsi évolué. Tout s'éclaire lorsque l'on étudie cette pénétration, au microscope : la substitution de l'éluvium se fait aux dépens de la calcite, car il y a dédolomitisation des dolomies au contact de l'éluvium.

Il est commode avant tout de se reporter à la pl. XVIII et d'examiner une dédolomitisation naissante dans la dolomie bleuâtre du Bled Zelfane.

Cas de la dolomie bleuâtre

Cette roche est recouverte par la dolomie blanche. Suivant les diaclases, l'éluvium traverse celle-ci et il atteint très légèrement la dolomie bleuâtre à la faveur de fines fractures. Ces dernières comportent des zones élargies. l'éluvium qui les suit jalonne, d'une façon sinueuse, dans les zones élargies, la calcite en grandes plages. Le cordon figuré par l'éluvium entoure la calcite, devant lui se trouve une zone de départ de la dolomite. Dans cette zone de fins cristaux ayant une forme grossièrement polygonale s'isolent et s'encapuchonnent. Ils prennent alors la forme d'un rhomboèdre parfait avec un centre représentant les inclusions et les impuretés. En résumé, dans les zones envahies par l'éluvium, il y a substitution de la calcite à la dolomite. Il est remarquable que pour ce faire les minéraux réalisent leur forme cristalline parfaite : les rhomboèdres de dolomite sont encapuchonnés par la calcite.

Cas de la dolomie à silex de la zone E

Dans cette roche j'ai montré par la réaction de LEMBERG comment on décèle la part qui revient à la calcite, en colorant cette dernière à l'aide du chromate d'argent.

Or, l'étude des dolomies à silex de la zone E est très instructive. Lorsqu'on se rapproche de l'éluvium, on voit progressivement l'éluvium prendre la place de la calcite et lorsque cette substitution est terminée, la roche évoluée est absolument comparable à la roche teintée par le chromate d'argent. Elle est absolument identique à la dolomie de la fig. 6 de la pl. XI.

Ceci indique nettement que l'éluvium se substitue d'abord à la calcite dans cette roche.

Cas des dolomies à silex de la zone centrale

Dans la zone centrale du gisement de Sidi-Mabrouk, des carrières permettent l'examen à ciel ouvert de la pénétration par substitution de l'éluvium dans les dolomies.

On voit alors, en examinant les échantillons prélevés, par lames minces, au microscope, qu'au départ du stade ci-dessus, l'éluvium attaque la dolomie, mais il y a toujours dédolomitisation avant substitution ; celle-ci ne s'opérant qu'aux dépens de la calcite.

Un processus que l'on retrouve toujours est le suivant : l'éluvium se substitue à la calcite, à la périphérie des rhomboèdres, en donnant des rhomboèdres de dolomite encapuchonnés par l'éluvium rouge.

Ici on a dédolomitisation suivant ce que j'ai indiqué dans le cas des dolomies bleuâtres. En même temps que la magnésie émigre les grains prennent la forme d'un rhomboèdre. C'est à la calcite qui encapuchonne la dolomite dans ces rhomboèdres que l'éluvium se substitue.

Cas de la dolomie du 1^{er} niveau

Les dolomies de ce niveau peuvent également être vues par les travaux dans leur comportement vis-à-vis de l'éluvium rouge.

Il y a toujours dédolomitisation précédant la pénétration de l'éluvium par substitution.

A une certaine distance de l'éluvium, on rencontre de la

limonite au centre des grains de dolomite ; comme l'on est en dehors de la zone d'influence, je crois que cette limonite est plus ancienne que l'éluvium lui-même. Elle a une teinte foncée qui s'éloigne beaucoup de la teinte rouge de l'éluvium. Les analyses indiquent l'absence complète du zinc et autres constituants de l'éluvium. D'autre part on voit dans cette roche quelques microorganismes qui ont été conservés grâce à la limonite qui les minéralise. Cette limonite est donc antérieure à la dolomitisation qui détruit tous les organismes.

C'est un argument de plus en faveur d'une origine calcaire des dolomies du premier niveau.

Cas des dolomies ferrugineuses

Certaines dolomies à silex de la zone E (fig. 2 de la pl. XI) ont un aspect particulier. Elles ont une couleur rouge vineux. Une croûte superficielle mince, d'un rouge opaque les recouvre. A l'œil on distingue sur une cassure des facettes miroitantes de beaux grains de dolomite qui lui donnent un aspect « micacé ».

Au microscope, on voit que la limonite se substitue dans cette roche à la calcite. Elle forme des inclusions, constitue le ciment, encapuchonne des rhomboèdres. S'infiltrant par de fines fractures, elle s'épanche ensuite par substitution dans la roche. A côté de grains plus ou moins minéralisés, des grains de dolomite sont remarquablement purs ; ce sont eux qui brillent d'un vif éclat. On ne soupçonne pas cette complication à l'œil et la roche paraît très homogène.

Pour une certaine teneur en fer, l'analyse a donné :

SiO ²	SiO ²	Al ² O ³	Fe ² O ³	Mn ² O ³	CaO	MgO	P ² O ⁵	ZnO	H ² O	CO ²	Total
libre comb.											
0	0,5	0,3	4,7	0	23,9	22,0	8,9	0	0,7	38,9	99,9

Des dolomies ferrugineuses peuvent avoir des teneurs en fer atteignant comme les ankérites plus de 9,31 % de FeO, mais ce ne sont pas des dolomites ferrifères ou ankérites ayant cette teneur.

Dans les dolomies ferrugineuses de Sidi-Mabrouk, le fer se substitue à la calcite (prenant elle-même la place de la dolomite) sous forme de limonite, il n'y a donc pas de carbonate de fer comme dans les ankérites.

Je viens d'ailleurs de montrer qu'il n'y a pas dans ces

dolomies de cristaux de dolomite ferrifère analogues à ceux qui sont décrits par M. LACROIX [59, t. 3, 658].

A Sidi-Mabrouk il y a donc des *dolomies ferrugineuses* dont la composition chimique peut sembler être la même que celle de certaines *dolomites ferrifères* ou ankérites. On sait que M. LACROIX réserve ce nom à celles des dolomites ferrifères qui ont au moins 9,3 % de FeO , quoique la série soit continue, comme dans les dolomies ferrugineuses de Sidi-Mabrouk.

Cas des calcaires dolomitiques des niveaux inférieurs

Dans ces calcaires que j'ai décrits précédemment, on voit se dérouler des phénomènes intéressants au contact de l'éluvium rouge.

Tout ce que j'ai écrit sur la « fragmentation » des calcaires du Bathonien pourrait se répéter ici pour ces calcaires du Sénonien. En se rapprochant de l'éluvium, on voit naître un ciment qui donne au calcaire des formes globuleuses. Près de l'éluvium, une curieuse différenciation simule de vraies oolithes et on distingue des sortes de couches corticales qui sont loin toutefois de présenter la netteté des belles oolithes du Bathonien supérieur de la Haute-Marne. Dans les fausses oolithes, la cristallisation du calcaire est extrêmement fine et la différenciation dont je viens de faire état tient peut-être à la nature même du calcaire. Les microorganismes (*Lagena*) sont finalement isolés au milieu du ciment de calcite lorsqu'on se rapproche de l'éluvium.

Quant aux grains de dolomite, ils deviennent de plus en plus fins, au fur et à mesure que l'on se rapproche de l'éluvium. Finalement celui-ci les cimente par substitution à la calcite et ils disparaissent complètement, sauf une petite zone centrale globulaire qui renferme toutes les impuretés de chacun des grains de dolomite.

Ce sont ces fins globules qui pigmentent l'éluvium rouge et lui donnent un aspect particulier en lumière naturelle.

N'empêche qu'ici encore la dédolomitisation est la voie par laquelle s'opère la substitution.

CHAPITRE VI

Silicification des calcaires dolomitiques, des calcaires francs et des dolomies

Avant d'examiner à fond des cas bien nets de silicification des dolomies je crois utile, sinon nécessaire, de rechercher dans les calcaires dolomitiques et dans les dolomies de la région, toutes les manifestations siliceuses quelles qu'elles soient.

La plus évidente est certainement celle qui se traduit par la présence des silex dans les dolomies blanches supérieures. Cette question devant être traitée dans le chapitre suivant, je n'en tiendrai compte ici que dans la mesure où elle serait utile à la compréhension du sujet.

Calcaires de la zone W. et S.W.

Lorsque l'on descend légèrement les pentes du plateau dans la direction de l'Ouest, les grès disparaissent et le sous-sol est calcaire. C'est un calcaire jaunâtre, alvéolaire en surface, à stratification subhorizontale.

Au microscope, on voit que les bancs supérieurs sont cristallins. Dans une calcite grenue, on remarque des grains de phosphates de chaux qui généralement ne polarisent pas. C'est alors surtout de la colophanite, de l'apatite et de la francolite, et ces grains sont absolument analogues à ceux qui sont si communs dans les dolomies subordonnées aux grès pontiens.

La silice est sous forme de grains de quartz à contours dentelés et à inclusions calcaires.

Il y a donc ici une légère silicification.

Dolomies à silex de la zone E.

Ces échantillons ont été prélevés ou non dans la région d'influence de l'éluvium rouge et à part les phénomènes de

substitution dûs à ce dernier et qui ont été examinés, on remarque au microscope les faits suivants concernant la silice.

Dans plusieurs lames, on remarque un véritable ciment d'opale qui entoure des grains de dolomite. Ce ciment est absolument identique à celui qui entoure dans certains cas les grains de quartz des grès pontiens.

Dans d'autres lames, il n'y a pas de ciment d'opale, mais quelques grains de quartz isolés se moulent sur les grains de dolomite environnants en occupant toute la place ; quelques quartz ont cependant réalisé la forme cristalline ordinaire du quartz et donnent des sections de prismes plus ou moins inclinées sur l'axe. Plusieurs quartz ont la forme d'un rhomboèdre parfait et on remarque dans ces rhomboèdres des lignes successives d'inclusions qui dessinent des rhomboèdres concentriques comme si un rhomboèdre de dolomite avait été encapuchonné par la silice qui aurait opéré peu à peu par substitution. Je n'ai cependant pas remarqué des rhomboèdres de dolomite à un stade intermédiaire d'évolution. Par contre, des quartz cristallisés ayant en coupe la forme de prismes contiennent de fortes inclusions dolomitiques ou calcaires.

Doit-on considérer les rhomboèdres de quartz comme l'indication d'un phénomène de pseudomorphose, c'est-à-dire comme l'indication d'une décomposition chimique qui par voie humide, a entraîné un échange d'éléments ?

On sait que le quartz est « extrêmement rare à l'état de rhomboèdre isolé » [64, 441]. Cette rareté ne peut-elle cependant se trouver réalisée ici ?

Il est hors de doute que puisque le cas existe, on doit l'envisager, mais on doit en même temps retenir les inclusions successives qui indiquent soit un accroissement toujours progressif, soit au contraire comme je le suppose plus haut une substitution également progressive du quartz à la dolomite. L'absence de cas intermédiaires toutefois m'empêche de conclure.

Il n'en est plus de même des quartz cristallisés normalement ou en grains qui contiennent de fortes inclusions de calcite ou de dolomite. Dans le premier cas, il y aurait dédolomitisation avant substitution et dans le second substitution directe.

Je reviendrai sur cette question dans la suite, car il existe une troisième alternative, c'est que la silicification soit antérieure à la dolomitisation et date de l'époque où la roche était calcaire.

SILICIFICATION DES CALCAIRES

Roches silicifiées des régions S.E. et N.E.

Dans cette zone, on rencontre des roches siliceuses d'un aspect particulier. Ce sont des roches noirâtres, quelquefois d'un vert très foncé, microcristallines et très dures. Elles sont parfois légèrement alvéolaires.

L'une d'elles qui peut peser plusieurs tonnes repose sur les dolomies à silex ; on remarque à sa partie supérieure un beau miroir de faille. On cherche vainement dans la région des vestiges qui pourraient se rattacher à cette faille. La roche noirâtre ou verdâtre est un témoin de couches que l'érosion a fait disparaître. Grâce à sa grande dureté, elle a subsisté là où les dolomies (ou les calcaires) ont subi une lente dissolution. Dans ce bloc énorme, on voit des silex absolument identiques à ceux des dolomies du substratum. Mieux, un petit travail que j'ai fait exécuter à proximité dans les dolomies a révélé l'existence d'épanchements verdâtres et c'est ce fait qui m'amène à entreprendre l'étude de cette roche.

J'ai fait faire plusieurs préparations au contact du miroir de faille, au contact d'un silex, dans les parties éloignées du miroir, au contact de la dolomie à laquelle la roche paraît passer insensiblement.

J'ai obtenu les résultats suivants :

1° *Contact de la dolomie avec la partie siliceuse :*

Le fait capital qui est mis en évidence dans cet échantillon est que dans la partie siliceuse il n'y a pas un seul élément dolomitique. Tous les témoins de la roche qui a été silicifiée *sont calcaires*. Ce sont de très fins cristaux de calcite analogues à ceux que je rencontrerai plus tard dans les silex. Au contraire, à l'extérieur de la partie silicifiée on retrouve tous les caractères de la dolomie à silex, c'est-à-dire ceux d'une dolomie finement grenue.

Il n'y a donc pas passage insensible d'une zone à l'autre, comme l'examen macroscopique semble l'indiquer, ou plutôt : ce passage insensible existait vraisemblablement avant la dolomitisation. Dans les témoins calcaires, on voit des microorganismes, ce qui ne se produit jamais dans les dolomies.

La roche a donc été silicifiée lorsqu'elle était calcaire et la dolomitisation est postérieure à la silicification. Les grains

de dolomite se sont simplement moulés sur le contour de la partie siliceuse.

Les analyses chimiques confirment, comme on le verra, ce point de vue.

Dans la partie siliceuse, on remarque de suite des cristaux de quartz qui ont réalisé complètement leurs formes. Des prismes parfaits vus en coupe plus ou moins inclinés sur l'axe sont jaunâtres et renferment de fines inclusions dont il est difficile, au microscope, de discerner la nature. Chaque section de quartz jaunâtre renfermant des inclusions se trouve au centre d'une section de quartz très pur, mais géométriquement moins parfait. Il s'agit d'une autre section qui paraît avoir dû tenir compte de l'assemblage voisin pour réaliser sa forme cristalline. Cependant cette forme enveloppe de la première tend vers un prisme.

On a donc deux prismes emboîtés l'un dans l'autre semblablement orientés et l'on remarque, en tournant la platine du microscope que l'assemblage s'éteint entièrement sur toute la section des deux prismes emboîtés.

Les plages de quartz jaune perpendiculaires sur l'axe restent comme bien entendu constamment éteintes pour une rotation complète de la platine.

Dans les coupes des prismes de quartz jaunâtre, il peut arriver que l'une des deux pointes manque.

Les formes les plus parfaites sont celles qui sont quelque peu isolées et les moins parfaites forment de véritables grappes qui sont greffées sur un large cordon d'impuretés diverses dans lesquelles prédomine le fer.

En lumière naturelle, on voit le contour des sections extérieures marqué par des lignes noirâtres dessinant un prisme grossier alors que les sections intérieures montrent une zone grise, jaunâtre, dessinant un prisme parfait.

On remarque également, en lumière naturelle, des trainées de corpuscules sphériques de couleur jaunâtre avec inclusions. Dans d'autres parties de l'échantillon, ces corpuscules passent par transitions aux quartz bien développés, de couleur jaunâtre et renfermant eux aussi les mêmes inclusions.

Ces corpuscules sphériques polarisent généralement ils ne donnent pas la croix noire. Il semble bien qu'on les doive à l'opale globulaire qui se serait déshydratée. Il en résulte que les prismes-noyaux des quartz purs qui remplissent entièrement les préparations ont cristallisé aux dépens d'une venue

de silice hydratée. Toutes les impuretés du calcaire sont restées dans les zones initiales : espace occupé par l'opale globulaire; premiers prismes développés.

Ces impuretés vues à un fort grossissement semblent formées d'une fine poussière ferrugineuse. On peut rapprocher ces observations de celles que Mlle M. AUZEL a faites en étudiant les meulières [3, 335, 336].

D'ailleurs leur composition résulte de l'analyse suivante :

SiO ² libre	SiO ² comb.	Al ² O ³	Fe ² O ³	CaO	MgO	CO ² + H ² O	Total
82,40	10,50	2,80	1,20	1,50	0	1,60	100,00

La magnésie n'est pas représentée et comme le microscope l'indiquait, les témoins sont calcaires.

Ce qui montre d'autre part que les fines poussières du quartz jaunâtre sont des impuretés du calcaire, c'est que les témoins calcaires sont toujours bordés d'un cordon plus ou moins épais des mêmes poussières lorsque les zones de quartz pur s'appuient sur ce cordon. Le développement du quartz pur, plus récent que le quartz jaune à impuretés, amène le rassemblement des poussières.

2° *Contact de la roche verdâtre avec les silex :*

Ces échantillons sont également très instructifs. Les seules plages calcaires très peu importantes du reste qui demeurent, sont accolées au contact même du silex (formé de calcédonite) avec la zone quartzreuse. Les silex ne sont donc pas intervenus dans la silicification de la roche calcaire. Ils sont noyés dans la roche silicifiée comme ils le sont dans la dolomie.

Les silex sont donc antérieurs à la silicification qui elle-même est antérieure à la dolomitisation.

Lorsque les témoins calcaires ne sont pas représentés, le contact entre la roche silicifiée et les silex est assuré par un cordon de fines poussières. Les quartz sont semblables à ceux des échantillons précédemment étudiés.

3° *Partie éloignée des dolomies :*

Dans ces échantillons, j'ai particulièrement observé le comportement des grappes de quartz jaunâtres et chargées d'impuretés, par rapport à ces mêmes quartz isolés. Le prisme-enveloppe de ceux-ci se développe jusqu'à ce qu'il compose avec un autre prisme-enveloppe pour occuper tout l'espace

disponible. Les grappes de quartz jaunâtres semblent avoir une évolution un peu différente. Au départ des grappes ou plutôt au départ de grappes en partie dissociées, on voit, surtout en lumière naturelle, des figures parfaitement géométriques ressemblant à ces lignes de « fortifications » décrites précédemment dans les silex du Bathonien de la Haute-Marne. Ce sont des lignes successives d'accroissement du quartz pur (pl. XIII, fig. 2).

Dans d'autres échantillons se rapprochant du miroir de faille, les lignes d'accroissement sont telles en lumière naturelle qu'elles représentent toute une série de prismes emboîtés les uns dans les autres. On remarque alors que les noyaux de quartz jaunâtre ont disparu et que toute la section des prismes emboîtés les uns dans les autres est hyaline. Les poussières sont réparties en cordon extérieur aux prismes. Deux des prismes emboîtés ont un contour beaucoup plus prononcé que les deux autres (qui sont marqués seulement par de fines lignes noirâtres) : l'un est le prisme extérieur ; l'autre est un prisme intermédiaire. Le contour intermédiaire plus prononcé marque peut-être un arrêt dans l'accroissement des cristaux puisque cela est vrai pour le contour extérieur. On sait que les germes des cristaux se « développent en gardant constamment des formes de polyèdres dont les arêtes et les faces réalisent des droites et des plans géométriques avec d'autant plus de perfection qu'on a pris plus de précautions pour éviter toute action perturbatrice, telle qu'agitation mécanique.... » [77, 1]. On peut donc en conclure que dans cette partie de la roche, la cristallisation et son développement se sont opérés dans un milieu tranquille.

Analyse d'un échantillon :

SiO_2	$\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$	CaO	MgO	H_2O	Total
96,80	2,60	traces	0	0,50	99,90

4° *Partie au contact du miroir de faille :*

Dans les échantillons qui ne sont pas tout à fait au contact, l'extinction ne se produit plus symétriquement dans la zone centrale et la zone périphérique des prismes, mais d'une façon peu facile à préciser. Elle peut atteindre tout ou partie d'un prisme, deux prismes, un prisme plus une zone latérale plus ou moins étendue. Enfin l'extinction est roulante dans certaines sections. Il semble qu'il y ait ici un écrasement postérieur à la silicification,

Cette disposition s'amplifie au contact du miroir, les lignes de « fortifications » sont nettement déformées et on a ainsi la preuve que les mouvements orogéniques signalés par le miroir de faille sont postérieurs à la silicification de la roche.

SILICIFICATION DES DOLOMIES POST-PLIOCENES (pl. XIV, fig. 1)

J'ai montré que des dolomies renferment des éléments du Pontien et du Pliocène, si on donne cet âge aux éléments siliceux portant des traces d'usure éolienne.

Dans tous les cas, elles proviennent souvent du ravinement des dolomies à silex et en contrebas de ces dernières elles recouvrent les grès du synclinal. Elles sont donc pliocènes ou pléistocènes.

Les dolomies qui vont être étudiées sont pétries d'éléments des grès, surtout des grès supérieurs, leur grain est fin, invisible à l'œil nu, leur couleur est saumon.

J'ai surtout examiné le contact de ces dolomies avec les éclats des éléments siliceux qu'elles renferment. J'aurai donc à considérer deux zones principales : celle du silex et celle de la dolomie. Cependant au microscope, on distingue une troisième zone entre les deux premières. Cette partie intermédiaire a un aspect sale, elle est ferrugineuse et elle ressemble trait pour trait aux cordons d'impuretés précédemment signalés. On remarque des cordons semblables dans la partie siliceuse comme si la silicification avait progressé à partir des éléments siliceux, aux dépens de la dolomie.

Les divers cordons de la zone siliceuse sont de plus en retrait les uns des autres et leurs ondulations sont parallèles.

J'appellerai zone 1 la partie siliceuse et zone 2 la partie dolomitique.

La zone 1 est comparable à celles que l'on rencontre dans les silex, elle est essentiellement formée sur environ 1/3 de sa surface vue en coupe par du quartz, de la quartzine et de la calcédonite. Je n'ai pas vu de lutécite dans aucune des préparations examinées.

La zone 2 est composée de rhomboèdres de dolomite plus ou moins bien développés qui paraissent en voie de démolition près de la zone intermédiaire.

En lumière naturelle, on voit que la partie dolomitique disparaît à peu près devant la partie siliceuse,

Etude de la substitution :

En étudiant le contact des deux zones, on fait les remarques suivantes :

1° Le front de la zone siliceuse est presque toujours constitué par la calcédonite.

2° Il arrive que la calcédonite se développe en pleine zone 2, mais elle n'est jamais séparée complètement de la zone 1. Lorsqu'elle semble l'être, on remarque que la zone intermédiaire est constituée par de la calcite grenue.

La calcédonite constitue en tous cas un mince ruban ondulé, plus ou moins rattaché à la masse siliceuse de la zone 1.

Du côté de la zone 2, on remarque quelquefois un second ruban ondulé, symétrique au premier, mais constitué par de la calcite radiée.

Il semble d'après ces observations que le carbonate double laisse la place au carbonate de chaux, qui à son tour céderait le terrain à la silice représentée par la calcédonite.

3° Un rhomboèdre de dolomite qui paraît découpé en zones emboîtées les unes dans les autres se trouve au contact de la zone intermédiaire. La moitié environ de ce rhomboèdre a déjà disparu et sur la partie ébréchée on distingue nettement des cristaux de calcite grenue.

4° On remarque à l'intérieur de la zone 2 et à proximité de la zone intermédiaire, des îlots constitués par la silice de la zone 1. Ces îlots présentent les particularités suivantes :

A) Leur centre est constitué par de fines zones de quartz et de calcédonite. A leur périphérie, la calcédonite est presque uniquement représentée et elle prend un grand développement. En lumière naturelle et même en lumière polarisée, on voit nettement des zones d'accroissement dessinant des « fortifications ». Un fort grossissement est ici nécessaire. En un certain point, un lambeau de la zone 2 est entouré par la zone 1, mais au contact se trouve toujours de la calcédonite bien développée. Pour les îlots de la dolomie inclus dans la zone 1, on constate également un grand développement de calcédonite à leur périphérie. C'est la région active de substitution.

B) Certains îlots de la zone 1 sont représentés en totalité par du quartz qui, à part quelques inclusions, est d'une pureté remarquable. Ces inclusions sont d'ailleurs de fines parcelles de calcite. Au contact, on observe les phénomènes suivants :

a) Le quartz ne s'éteint pas entièrement pour une certaine position de la platine du microscope, mais par zones parallèles

et rectilignes qui représentent sans doute des zones d'accroissement ;

b) Le quartz moule littéralement des rhomboèdres de dolomite ou des grains à contours tourmentés et quelconques de calcite ou de dolomite. Mais que ce soit l'un ou l'autre, on distingue toujours à la périphérie, soit des rhomboèdres, soit des grains, des zones successives s'emboîtant les unes dans les autres, diversement colorées, en lumière polarisée. Il semble qu'ici ces régions indiquent un stade de démolition de la roche.

Il est intéressant de constater que : soit lors de la consolidation et de l'accroissement d'une roche (cas du quartz) soit dans le cas de sa démolition (cas de la dolomie), on observe des zones successives et parallèles, emboîtées les unes dans les autres et qui sont dans le premier cas des lignes d'accroissement et dans le second des lignes de retrait.

Le phénomène de substitution est donc caractérisé par une action de proche en proche.

C) On constate aussi une diminution du relief des cristaux de dolomite les plus attaqués.

5° Au contact des zones 1 et 2, dans la zone 2, on voit souvent des rhomboèdres de dolomite, attaqués et en partie démolis. La différenciation par zones emboîtées les unes dans les autres leur donne un aspect encapuchonné. C'est toujours un indice d'évolution, car cela se produit toujours au contact des deux zones.

6° Les deux sphérolithes de calcédonite paraissent s'accroître par extensions successives.

7° Dans le cas de calcédonite alternant avec la quartzine, on distingue nettement les zones d'accroissement particulièrement en lumière naturelle. Elles se moulent parfaitement sur la zone 2 ou sur le cordon ferrugineux qui la pénètre.

8° Lorsqu'on regarde la zone 1 en lumière naturelle attentivement et avec un fort grossissement, on distingue dans cette région sans relief (aspect du quartz en lumière naturelle) à part quelques fines inclusions, ces figures fermées dont les contours très légèrement concentriques ont des lignes successives emboîtées les unes dans les autres. Lorsqu'on passe en lumière polarisée, on remarque que ces figures fermées ont un remplissage de quartzine ou de calcédonite ; il s'agit d'anciennes zones d'accroissement d'où la dolomie a disparu.

Il est intéressant de noter que ces témoins des zones d'accroissement occupent $1/3$ environ de la zone 1,

Ceci nous amène à considérer la zone 1 comme étant sur 1/3 environ de sa surface, vue en coupe, une région de substitution de la silice à la dolomite. Les variétés de la silice anhydre : quartz, quartzine, calcédonite, concourent indistinctement à la silicification de la dolomie par substitution de proche en proche.

Celle-ci opère par démolition de la dolomie, démolition analogue à une dédolomitisation. Toutefois, la silice se substitue très rapidement à la calcite et la dédolomitisation est beaucoup moins visible ici que lors de la substitution de l'éluvium rouge à la dolomie.

RESUME ET CONCLUSION

Les points qui doivent être soulignés sont les suivants :

1° En dehors du synclinal, on se trouve en présence dans la zone W. et S.W., de calcaires qui renferment, comme les dolomies subordonnées aux grès pontiens, des grains de phosphate (apatite, francolite ou colophanite). Ces calcaires sont légèrement silicifiés.

2° Les dolomies à silex renferment parfois un ciment d'opale et on remarque de loin en loin des grains de quartz secondaire.

3° Dans les roches silicifiées des régions S.E. et N.E., l'examen micrographique et l'analyse chimique montrent que les témoins que renferment ces roches sont calcaires et non dolomitiques. Le microscope indique d'après la cristallisation du calcaire que la calcite ne provient pas de la dédolomitisation d'une dolomie. Dans ces conditions, la silicification est antérieure à la dolomitisation.

4° La silicification paraît avoir commencé par une hydratation ayant amené l'opale dont les formes globulaires seules sont restées avec une fine poussière qui serait un vestige des impuretés du calcaire initial, comme l'analyse l'indique d'autre part.

5° Le contact de la roche silicifiée et des silex qu'elle renferme indique nettement que ceux-ci n'ont pas participé à la silicification ainsi que cela résultait de l'aspect des silex sur le terrain. Les silex sont donc antérieurs à la silicification spéciale qui est envisagée dans ce chapitre.

6° Le quartz se développe au départ d'un noyau central donnant un prisme en coupe et renfermant des impuretés. Si les noyaux sont accolés il y a des lignes successives d'accrois-

sement qui repoussent les impuretés. La cristallisation s'est opérée en milieu tranquille, car les lignes d'accroissement ne sont pas déformées.

7° Au contact du miroir de faille, les lignes d'accroissement sont déformées, l'extinction des prismes emboîtés les uns dans les autres n'est plus simultanée pour un assemblage ; on remarque des extinctions roulantes. L'ensemble de ces observations m'amène à concevoir les mouvements orogéniques signalés par le miroir de faille comme étant postérieurs à la silicification de la roche.

8° Le dernier point à retenir concerne la silicification des dolomies post-pliocènes. Ce cas est très intéressant, car il montre d'une façon très nette que les éléments siliceux d'une formation qui sont englobés dans une autre formation plus récente ne sont pas passifs dans certaines conditions. Dans la silicification, on rencontre du quartz, de la quartzine et de la calcédonite, mais c'est cette dernière qui est la plus active. Elle se substitue à la dolomite par démolitions successives de cette roche. La dolomite est décomposée, la magnésie émigre et on ne voit plus au contact que de la calcite qui cède peu à peu la place à la calcédonite. Aux avances de la calcédonite, répondent des reculs de la calcite et partant de la dolomite. La calcite peut cependant rester longtemps encore en inclusions dans les quartz.

CHAPITRE VII

Evolution des silex du sénonien

Généralités :

J'ai eu l'occasion à maintes reprises d'entretenir le lecteur des silex des dolomies supérieures. J'ai même indiqué leur présence en éclats travaillés par l'érosion éolienne dans des dolomies formées par le ruissellement à la fin du Pliocène ou au cours du Pléistocène.

En place dans les dolomies, sur les pentes des derniers contreforts du S^t Merzoug, dans la direction du Sud, les silex paraissent disséminés sans ordre apparent dans les strates. A la surface du sol qui supporte une végétation de pins d'Alep, de cistes et de romarin, les silex affleurent ou étalent leurs éclats. Ceux-ci ont été travaillés par l'homme et on est redevable à C. BOYARD d'une étude sur les stations néolithiques de Sidi-Mabrouk (A. F. A. S., C. R. de la 42^e session, Tunis, 1913, p. 449).

Dès que l'on parvient aux grès pontiens du synclinal de Sidi-Mabrouk, on est frappé de l'aspect particulier des silex dans l'éluvium.

Cette évolution des silex est fort intéressante à plusieurs points de vue. D'abord, on peut la suivre sur le terrain, grâce aux travaux miniers dans les couches où l'éluvium a pénétré par substitution. Ensuite à l'aide des observations ainsi faites sur des silex en place, on peut concevoir une explication de l'éluvium blanc, remanié, que j'ai appelé l'éluvium Ex.

Sans cet examen des silex en place dans l'éluvium non remanié et des silex en place dans les dolomies, à une courte distance de l'éluvium rouge, il serait fort difficile de caractériser le point final de l'évolution des silex.

Mais il s'agit ici d'un phénomène d'une continuité tellement frappante que le seul examen macroscopique des silex sur le terrain laisse entrevoir l'enchaînement de leurs modifications profondes.

Examen macroscopique des silex :

Les silex des pentes montrent à l'observateur une région centrale translucide analogue à celle des silex habituels de la craie. La patine est toujours plus ou moins développée, mais elle ne semble pas augmenter d'épaisseur aux affleurements. On remarque des silex zonés et aux points affectés par le synclinal des silex brisés, avec tous les morceaux accolés dans les dolomies.

Dès que l'on peut, à l'aide des travaux miniers, examiner les silex dans l'éluvium rouge, on remarque une profonde modification de ces éléments siliceux.

Dans l'éluvium qui s'est substitué aux dolomies dans des conditions connues, les silex perdent leur dureté, bientôt ils se laissent rayer par l'ongle et les termes les plus évolués donnent au toucher l'impression savonneuse d'une argile. Mais un point capital est que d'une part, on a tous les termes de passage du silex typique au silex évolué, certains silex ne l'étant qu'en partie, et que d'autre part les silex zonés conservent leur structure zonée, comme ils conservent leur patine. Les silex les plus évolués ont donc en coupe leur dessin général, mais ils ont perdu leur dureté, la zone cryptocristalline et calcédonieuse acquiert un aspect porcelainé. On pense de suite à la kaolinite et à l'hallloysite. Certains silex enfin sont devenus de véritables minerais de zinc qui contiennent plus de 25 % d'oxyde de zinc sans qu'une différence sensible soit constatée à l'analyse chimique, entre la patine ou la zone interne, devant les phénomènes de substitution.

ETUDE MICROGRAPHIQUE ET CHIMIQUE DES SILEX

1° *Silex normal* :

Le silex normal peut toujours à l'œil être partagé en deux régions bien déterminées : la patine et la région translucide. Au microscope, la différenciation est moins commode en lumière transmise. Peut-être distingue-t-on davantage d'impuretés dans la patine en lumière naturelle, mais en lumière polarisée on passe insensiblement de l'une à l'autre. Seule la lumière réfléchie laisse voir que la patine est beaucoup plus riche en opale que la zone centrale. Les globules blancs laiteux sont souvent libres, mais dans certains cas, assez fréquents, ils s'anastomosent.

Quant à ce que j'ai appelé dans les silex d'Arc, la zone calcédonieuse, elle forme le fond cryptocristallin habituel des silex. Il est quelquefois assez commode, et c'est le cas de la fig. 2 de la planche XIV. d'y saisir des fibres de calcédonite qui sont déterminées par leur allongement négatif. La finesse des éléments siliceux cristallisés est très variable.

Comme la patine ne se comporte pas d'une autre façon que la zone calcédonieuse devant les phénomènes que je décrirai, je n'ai pas cru devoir en faire une étude spéciale. Cependant, j'ai été amené à examiner de près certaines patines très calcarifères.

Dans ces conditions, la patine forme une trame d'une extrême finesse, au milieu de laquelle les microorganismes apparaissent nettement grâce aux parties de leur squelette qui sont minéralisées par la calcédonite, alors que d'autres parties sont calcaires. La calcite atteint là un état cristallin d'une finesse exceptionnelle que je n'avais pas encore rencontré. J'ai même hésité avant d'attribuer à la calcite cet aspect si particulier, car la patine épaisse et blanchâtre ne fait pas ou extrêmement peu effervescence à Hcl.

Le doute a été levé à la suite de deux essais. Le premier a consisté à colorer la lame avec le chromate d'argent et j'ai constaté que tout ce que j'attribuais à la calcite a pris la teinte alors que les parties siliceuses repérées au microscope ne la prenaient pas. Cependant je me méfiais de cette expérience en raison de la porosité de certaines patines qui peuvent ainsi retenir les colorants. Le microscope ne me permettait pas, ainsi que je l'ai indiqué, d'examiner un cristal isolé à cause de l'extrême petitesse des éléments, mais je ne pouvais hésiter, devant les teintes de polarisation, qu'entre la dolomite et la calcite. Il me restait donc l'analyse chimique qui a définitivement résolu le problème ainsi que cela résulte des deux analyses suivantes :

1° Partie calcédonieuse :

SiO ²	Al ² O ³	Fe ² O ³	CaO	MgO	H ² O	CO ²	Total
97,80	0,46	0,34	0,20	0,10	0,50	tr.	99,40

2° Patine :

95,5	0,50	0,10	1,70	tr.	0,30	1,32	99,42
------	------	------	------	-----	------	------	-------

Il n'y avait pas trace d'oxyde de manganèse, ni d'acide sulfurique, d'acide phosphorique et d'oxyde de zinc dans ces échantillons.

On voit donc qu'il s'agit bien d'une patine calcarifère et il est intéressant de noter que la magnésie n'est qu'à l'état de traces dans la patine, alors que les silex sont noyés dans les strates dolomitiques. C'est encore une indication tendant à faire admettre l'origine calcaire des couches à silex.

En lumière réfléchie, les parties calcaires de la patine apparaissent comme un nuage grisâtre sur la zone de calcédoine et d'opale.

C'est surtout dans la patine que les microorganismes sont facilement observables, les espèces que j'ai pu identifier sont surtout en dehors de *Rosalina Linnei*, des Lagénidés tels que *Lagena sphaerica* et *Lagena ovalis* KAUFMANN, *Lagena gracilima* SEGUENZA, *Lagena diffrigens* DE LAPPARENT. On sait que M. J. DE LAPPARENT a rencontré et décrit ces foraminifères dans le crétacé supérieur de la région d'Hendaye.

J'ai trouvé également des spicules de spongiaires dans plusieurs silex.

2° Silex taillés :

Les silex taillés qui sont si abondants autour du synclinal de Sidi-Mabrouk se trouvent surtout dans la carapace quaternaire ou bien à la surface du sol. Ces derniers ont toujours une forte patine et lorsqu'on les casse, on voit les deux zones : calcédonieuse et patine nettement emboîtées l'une dans l'autre.

Du côté de la zone calcédonieuse, rien de spécial à signaler, mais du côté de la patine on remarque au microscope en lumière réfléchie, une abondance exceptionnelle des globules blancs laiteux qui ne sont jamais aussi nets, ni si bien individualisés dans les patines ordinaires. En même temps, j'ai remarqué en lumière transmise, naturelle, la disparition presque totale des impuretés ferrugineuses ou organiques dans la patine, mais l'existence de granules grisâtres qui occupent exactement la place des globules blanchâtres que l'on voit en lumière réfléchie. Lorsque l'on examine à son tour la zone interne calcédonieuse en lumière réfléchie, on voit qu'elle est constituée par des zones de calcédonite (que l'on repère en lumière transmise, polarisée). Or les granules ou globules d'opale plus ou moins pure de la patine peuvent fort bien être d'anciennes zones de calcédonite. Cette dernière se transformerait en opale dans la patine et l'opale engloberait dans sa masse toutes les impuretés, qui une fois englobées par l'opale suffiraient à la colorer.

3° *Silex au contact de l'éluvium rouge :*

Les premières infiltrations de l'éluvium rouge se produisent à la faveur des fines fractures des silex. On voit alors dans ces fractures un remplissage de calcite avec des sortes de particules sphériques d'éluvium agglutinées aux parois des fractures et isolées dans la calcite du remplissage. Quelquefois à partir de la paroi d'une fracture, on a un épanouissement de manganèse en dendrites dans le silex.

Dans des échantillons plus évolués, l'éluvium a pénétré dans le silex sans le concours de fractures. On voit alors en lumière réfléchie, pour les plus légères pénétrations, un nuage qui n'est plus nettement blanchâtre mais qui de brun clair ou jaunâtre passe peu à peu à un véritable mélange de l'opale et de l'éluvium. En réalité, c'est à la faveur de l'hydratation de la silice que l'éluvium pénètre dans les silex. Il faut croire que l'opale et l'éluvium sont dans un état très voisin et il est probable que le fer par exemple existe à l'état de stilpnosidérite.

4° *Silex dans l'éluvium rouge :*

Ces silex sont comme je l'ai indiqué en place dans l'éluvium rouge qui s'est simplement substitué à la dolomie par le processus que j'ai précédemment étudié. Même dans les parties qui ne sont pas teintées par l'éluvium, le microscope indique des nuages blancs laiteux d'opale en lumière réfléchie. On assiste donc, dans les régions avancées de pénétration de l'éluvium rouge, à une hydratation de plus en plus prononcée, à mesure que l'on quitte les dolomies pour avancer dans l'éluvium. C'est alors que se produisent des manifestations nouvelles dans la constitution des silex.

La première est la naissance de fines lamelles de kaolinite dans un fond d'opale, à proximité de régions occupées par un mélange de l'opale avec l'éluvium.

Dans la seconde, on remarque, au microscope, dans des silex très évolués une structure cryptocristalline à tendance halloysitique (pl. XV., fig. 1).

Enfin dans la troisième manifestation, on assiste à une véritable segmentation du milieu cryptocristallin. En lumière naturelle, on observe une structure d'opale globulaire et d'opale indifférencié. En lumière polarisée, à cette structure se superpose une structure en lamelles qui marquent les contours

des régions segmentées. D'autre part, on distingue de très fines aiguilles qui se greffent sur les contours ainsi découpés dans la masse du silex évolué (pl. XV, fig. 2).

En lumière réfléchie, les éléments différenciés suivant le mode de la silice globulaire, laissent voir pour les plus parfaits un cercle blanc laiteux et au centre de ce cercle un point également blanc laiteux ; ce dernier est donc séparé du premier par une couronne sombre. C'est presque sur le cercle que se greffent les fines aiguilles dont il sera question dans la suite. Le cercle ou si l'on veut, la mince couronne périphérique, comme le point central, sont en opale. Cette coupe indique donc en définitive l'existence de globules garnis extérieurement d'aiguilles fines et ayant à leur centre un sphérule d'opale. Comme la figure l'indique, les globules sont plus ou moins remplis en dehors de l'opale par une matière à structure crypto-cristalline et par un autre minéral qui polarise comme les lamelles qui soulignent les contours.

En ce qui concerne les deux premières manifestations d'un nouvel état cristallin des silex évolués, je ne puis mieux faire pour en montrer la nature que de reproduire ce passage d'une intéressante étude de MM. Léon BERTRAND et A. LANQUINE [7, 2 et 3] sur les argiles :

« Tantôt il existe une cristallisation en fines paillettes bien définies de kaolinite ; tantôt, au contraire, on observe un état microscopique entièrement différent, que nous pouvons appeler cryptocristallin, où une polarisation très nette traduit encore une orientation moléculaire, mais diffuse et sans individualisation de paillettes cristallines définies, quel que soit le grossissement auquel on observe la préparation, celle-ci ne montrant que des trainées plus ou moins régulières au milieu du fond colloïde. Nous avons rencontré ce type de structure microscopique dans un grand nombre d'argiles, et il s'observe dans certaines argiles définies du type dit halloysite, par exemple dans celle des Eysies (toutefois d'autres halloysites sont entièrement colloïdales) et nous l'appellerons type halloysitique, par opposition au type kaolinique précédent qui domine naturellement dans les kaolins (quoique certains d'entre eux montrent une association des deux types en question). Un assez grand nombre d'argiles présente d'ailleurs aussi un caractère mixte, montrant des paillettes de kaolinite dans un fond principalement halloysitique ».

On voit que les deux structures peuvent coexister, ce que

j'ai constaté dans les silex évolués où la structure cryptocristalline à tendance halloysitique peut se trouver accompagnée de fines lamelles de kaolinite.

Quant à la structure représentée dans la fig. 2 de la pl. XV il s'agit d'un véritable *squelette* de structure d'opale globulaire à peu près vide d'opale. En effet, en lumière polarisée, on voit que le minéral qui polarise dans les globules est la kaolinite qui apparaît ainsi souvent en véritable sphérolithes. A la kaolinite on doit aussi rapporter les fines aiguilles que la photographie fait apparaître comme des efflorescences, mais que le microscope réduit à des lamelles. Toutes ces lamelles, celles qui sont à l'intérieur ou à l'extérieur des globules, ont un signe d'allongement positif (et un signe optique négatif), ce qui est une caractéristique optique de la kaolinite. Le zinc existe vraisemblablement sous la forme de silicate représenté par des petites masses blanchâtres dans les globules et on verra plus loin que l'analyse indique pour ce corps une proportion assez élevée (exprimé en ZnO : 21,50 %). Quant à l'opale, l'emploi de la lumière réfléchie permet très bien de la situer comme je l'ai noté ci-dessus.

Peut-être ces phénomènes d'évolution des silex sont-ils assez voisins de ceux que M. J. DE LAPPARENT a observés sur des roches siliceuses dans l'W. de la France [67, 184].

On lit le passage suivant :

« Sous la direction de M. Ch. BARROIS, la Société étudie d'abord les grès d'Erguy dans les exploitations de la Société des carrières de l'W. Elle constate à leur base, près du Port, l'existence d'un premier niveau de poudingues et l'intercalation, dans les grès exploités, d'un autre banc épais de poudingues, à galets de quartz et de phtanite.

« En examinant d'autres lits de conglomérats dans les grès, la Société remarque la présence de galets dont la matière paraît avoir subi des altérations singulières et sur lesquels M. DE LAPPARENT présente les observations suivantes :

« Ces galets sont parfois complètement blancs, d'un blanc mat, parfois noirs et bordés de blanc, parfois en outre drusiques et plus ou moins remplis d'une phyllite argileuse vraisemblablement assimilable à la kaolinite.

« M. Jacques DE LAPPARENT explique qu'il s'agit de galets d'une roche originellement siliceuse (adinole, phtanite) qui unissait de la silice anhydre (calcédoine, quartz) à la silice

hydratée (opale). Comme l'a montré jadis Charles FRIEDEL, l'opale sous l'influence de la circulation d'eaux alcalines, a été dissoute et ses éléments furent entraînés. La silice restante, silice anhydre, pouvait être assez cohérente pour que la masse du galet subsistât ; mais ses éléments pouvaient être désagregés par le départ de l'opale et mécaniquement entraînés, le galet devenant alors drusique. Le produit argileux est d'importation secondaire, provenant originellement de silicates décomposés sous une couverture humique ».

A Sidi-Mabrouk, il est facile d'observer avec la plus grande netteté les deux cas suivants dans l'évolution des silex :

1° Des silex évoluent par une substitution de l'alumine à la silice. Cette substitution est précédée d'une hydratation de la silice. Il y a hydratation et substitution sans que la forme du silex soit modifiée. *Le dessin de la patine et les zones des silex zonés sont entièrement respectés.* La substitution se poursuit molécule à molécule. Si certains silex évolués sont partiellement alvéolaires, ils présentent toujours, même au terme le plus poussé de l'évolution, une cassure conchoïdale qui rappelle d'une façon parfaite celle des silex normaux.

2° Certains silex sont en partie dissous, l'éluvium remplit parfois les cavités de dissolution. A l'intérieur des silex, les cavités sont tapissées de fins cristaux de quartz. Dans la partie conservée du silex se produisent des phénomènes de substitution.

La partie dissoute a pu contribuer à l'élaboration de l'éluvium Ex.

Composition chimique :

Ce qui est remarquable dans cette évolution des silex, c'est l'augmentation très rapide des teneurs en alumine au fur et à mesure que l'on avance dans l'éluvium au départ des dolomies.

La teneur en alumine qui était de 0,46 % dans la zone calcédonieuse et de 0,50 % dans la patine, soit d'environ 0,50 % dans l'ensemble du silex, passe dans les silex de l'éluvium rouge à 20 %, puis arrive à dépasser 40 %.

Les silex évolués à structure cryptocristalline à tendance halloysitique (pl. XV, fig. 1) ont donné les résultats suivants à l'analyse chimique :

SiO² Al²O³ Fe²O³ CaO MgO SO³ P²O⁵ H²O CO² ZnO K²O + Na²O Total

Echantillon n° 1

36,3	41,17	0,63	0,20	0,10	4,80	1,00	15	»	0	tr.	99,70
------	-------	------	------	------	------	------	----	---	---	-----	-------

Echantillon n° 2

36,5	47,44	0,28	tr.	tr.	tr.	tr.	15,7	»	0	tr.	99,92
------	-------	------	-----	-----	-----	-----	------	---	---	-----	-------

Quant aux autres variétés, elles ont donné :

a) Silex évolué à structure globulaire :

25,1	34,90	0,35	tr.	tr.	tr.	0,12	17,5	»	21,50	tr.	99,47
------	-------	------	-----	-----	-----	------	------	---	-------	-----	-------

b) Silex évolué noyé dans l'éluvium 2E :

Echantillon n° 1

35,7	22,75	0,95	1,80	0,15	1,30	0,72	8,10	»	27,50	tr.	99,27
------	-------	------	------	------	------	------	------	---	-------	-----	-------

Echantillon n° 2

36,4	24,65	0,55	0,90	0,70	tr.	tr.	14,6	»	21,90		99,70
------	-------	------	------	------	-----	-----	------	---	-------	--	-------

Echantillon n° 3

34,4	38,80	1,40	0,80	0,10	2,04	0,64	20,50	»	tr.	1,20	99,88
------	-------	------	------	------	------	------	-------	---	-----	------	-------

Il a été relevé aussi des traces de manganèse dans quelques échantillons.

Pour les silex très évolués, la teneur en silice libre est peu élevée, voici quelques dosages effectués :

	1	2	3	4	5
Silice libre	2,90	traces	2,20	0	10,70
Silice combinée	31,50	35,20	27,53	36,30	14,70

En comparant ces différents résultats à ceux du même ordre qui concernent l'éluvium Ex, on voit combien est grande la ressemblance de cet éluvium avec les silex les plus évolués. Tout ce que j'ai écrit de l'éluvium Ex pourrait donc s'appliquer aux silex évolués. Ces derniers sont donc caractérisés par une teneur importante en alumine libre. L'Eluvium Ex peut s'être formé dans des régions où les silex s'étaient accumulés par le fait qu'ils avaient résisté aux agents de dissolution.

Dans les dolomies, au contact de l'éluvium rouge, les silex ont conservé toute leur dureté, mais ils ont des traces de dissolution sous forme d'alvéoles ; leur aspect bleuâtre, opaque, par endroits, indique cependant qu'ils ont subi un commencement d'évolution.

L'un d'eux a donné à l'analyse pour la partie centrale non évoluée du silex :

SiO ²	Al ² O ³	Fe ² O ³	CaO	MgO	SO ³	P ² O ⁵	H ² O	ZnO	Total
98,5	0,45	0,35	0,10	tr.	tr.	tr.	0,30	0	99,70

Cette analyse montre que l'évolution s'opère progressivement. Le microscope confirme nettement ce point de vue. On voit au microscope les deux zones en présence : celle qui est évoluée et celle qui ne l'est pas. Elles sont seulement séparées par une ligne de « fortifications » à front convexe vers la partie saine comme j'ai eu l'occasion d'en décrire précédemment et qui signale l'évolution en cours. Dans ces silex partiellement évolués et dans la partie évoluée, l'alumine est à l'état d'alumogels et on ne voit pas encore trace de silicates d'alumine.

Lorsque l'on compare les analyses des silex évolués avec celles des silex normaux, on voit que le fer varie en somme assez peu, que la teneur en chaux reste constante ainsi que la teneur en magnésie. Autrement dit ces constituants ordinaires des silex n'émigrent pas.

Quant au milieu extérieur qui a favorisé la substitution, on lui a fourni les éléments d'échange, on sait qu'il renfermait des alcalis capables de dissoudre l'opale, de l'acide phosphorique, de l'acide sulfurique, de l'oxyde de zinc et de l'alumine.

On trouve la plupart de ces éléments dans l'éluvium rouge et dans les dolomies,

RESUME ET CONCLUSIONS

Les silex qui sont renfermés dans les dolomies sont du type des silex de la craie. Ils sont munis d'une patine calcarifère dans laquelle la calcite en très fins cristaux dessine remarquablement les microorganismes. La patine ne se comporte pas autrement que la zone interne devant les phénomènes qui amènent des modifications profondes dans les silex. Les silex taillés qui sont épars à la surface du sol ou dans la carapace quaternaire ont souvent un développement intense de la patine qui entoure une région centrale calcédonieuse. L'emboîtement parfait des deux zones semble alors indiquer un accroissement de la patine depuis la fragmentation du silex. Au microscope on voit que la patine est formée de globules d'opale qui semblent provenir d'une hydratation de la calcédonite avec diffusion dans la masse des impuretés ferrugineuses du silex.

Dès le voisinage de l'éluvium rouge, les silex subissent des modifications dans leur structure et dans leur composition à la faveur des fines fractures des silex affectés par les plissements. On remarque aussi des cavités de dissolution dans les

silex. L'évolution se fait brusquement au départ d'une surface derrière laquelle l'éluvium pénètre.

Dans l'éluvium rouge, les silex sont profondément modifiés, mais le dessin de la patine et les zones des silex zonés sont entièrement respectés, ce qui montre que l'évolution se poursuit molécule à molécule. Cependant, de translucides qu'ils étaient sous une faible épaisseur, les silex deviennent opaques. Certains prennent toutefois un aspect porcelainé. Tous perdent leur dureté et acquièrent un toucher savonneux comme certaines argiles.

Le microscope montre que l'évolution commence par une hydratation. On doit avoir en présence à un moment donné de l'opale et de l'alumine hydratée sous forme d'alumogels. Puis naissent des lamelles de kaolinite ou une structure cryptocristalline à tendance halloysitique. Les deux structures peuvent coexister.

L'analyse chimique confirme cette évolution et permet de mettre en évidence de l'alumine libre dans les silex tout comme le fait a été signalé dans l'éluvium Ex. Entre cet éluvium et les silex évolués, il y a une étroite parenté ; l'éluvium Ex pourrait bien provenir de l'évolution de silex amoncelés et de la destruction partielle de certains silex.

Les éléments accessoires des silex comme la chaux et la magnésie restent constants, mais on trouve des traces ou on dose des alcalis qui ont dû déplacer l'opale.

CONCLUSIONS GENERALES

CONCERNANT LA REGION DE SIDI-MABROUK

A la base du dernier contrefort du Sⁱ Merzoug, en direction du Sud, le synclinal qui renferme la formation dite de Sidi-Mabrouk est parallèle à la ligne des crêtes jalonnée de l'E. à l'W. par les K^{ats} Damous, El Harika et Chérifa.

Il s'agit d'un pli synclinal orienté E.W., le flanc S. se présentant comme une flexure alors que le flanc N. est doucement relevé vers le Sⁱ Merzoug. Au sommet et à la base, les couches deviennent subhorizontales.

La surface plissée paraît avoir été soumise à de fortes dénudations avant le dépôt zincifère. Avant ce dépôt, il y a eu aussi karstification comme en témoigne un véritable puits naturel dans la zone W. qui lors du dépôt de l'éluvium a été rempli par celui-ci.

En réalité, on pourrait distinguer deux stades dans la karstification ; l'un est antérieur au dépôt de l'éluvium, l'autre se continue encore aujourd'hui.

La couche zincifère est essentiellement une limonite argileuse et zincifère. Cette couche passe en certains points à un éluvium blanc renfermant de l'alumine hydratée, de la kaolinite, de l'alumine libre et au total environ 26 % d'éléments latéritiques.

Ces formations sont très pauvres en éléments solubles : on peut supposer dans ces conditions qu'elles représentent un éluvium ou le matériel d'un éluvium remanié.

Lorsque l'éluvium repose sur une argile pauvre en zinc, le calcaire ou les dolomies ne sont pas affectés, ce qui s'explique par l'imperméabilité à l'eau (élément transporteur) de l'argile.

Si cette argile ne protège pas le mur, on voit naître dans les dolomies, ou dans les calcaires, d'importants phénomènes d'imprégnation ou plutôt de substitution.

On ne peut considérer l'éluvium comme le résultat d'une filtration à travers les grès, car la couche d'argile elle-même renferme des débris de tissu osseux et des grains phosphatés dont l'origine est connue comme appartenant au substratum.

L'éluvium zincifère ne peut provenir que de couches dissoutes chimiquement par l'érosion. Aucun affleurement triasique n'existe dans la région immédiate, aucun filon n'a

été relevé, mais on peut observer des blocs silicifiés avec miroir de faille.

Comme on est conduit à imaginer le gîte primaire, on peut l'envisager suivant deux hypothèses :

1° L'attaque du gisement se fait d'une façon inégale, ce qui cause une variation des apports.

2° Il y a développement inégal dans l'écoulement (influence climatique).

Si maintenant on résume l'histoire du synclinal, on peut l'écrire comme suit :

Il s'est esquissé d'abord un bas-fond synclinal (par poussée venant du sud) où l'éluvium remanié s'est accumulé sur l'éluvium en place, avec régime palustre. Les grès indiquent une période d'érosion plus active, avec période plus calme, correspondant au second dépôt. Le sommet des grès reste sensiblement horizontal et une nouvelle accélération de l'érosion détermine le dépôt des grès supérieurs.

Dans la zone de substitution de l'éluvium rouge aux dolomies, il y a toujours dédolomitisation préalable de ces roches et la substitution se fait aux dépens de la calcite. La magnésie semble être entraînée per descensum.

Au contact de l'éluvium, dans les fines fractures des dolomies bleuâtres, il y a substitution de la calcite à la dolomie (dédolomitisation). Pour ce faire, les minéraux réalisent leur forme cristalline parfaite et les rhomboèdres de dolomite sont encapuchonnés par la calcite.

Lorsque des grains de dolomite ont des inclusions de calcite, l'éluvium se substitue toujours en premier lieu à ces inclusions (dolomies de la zone E).

Dans les dolomies à silex, dès que les rhomboèdres de dolomite sont encapuchonnés par la calcite, l'éluvium se substitue à cette dernière et encapuchonne la dolomite.

Il existe à Sidi-Mabrouk des dolomies ferrugineuses qui peuvent avoir une composition chimique globale identique à celle de roches composées de dolomites ferrifères ou ankérites. Cela est dû à une substitution de la limonite à la calcite des dolomies en voie de dédolomitisation.

Dans les calcaires des niveaux inférieurs qui se trouvent au contact de l'éluvium, on observe une « fragmentation »

analogue à celle que j'ai mise en évidence dans les calcaires du Bathonien de la Haute-Marne. En se rapprochant de l'éluvium, on voit naître, dans les calcaires sénoniens, un ciment qui donne au calcaire des formes globuleuses. Près de l'éluvium, une curieuse différenciation du calcaire simule de vraies oolithes et on distingue des sortes de couches corticales. Les microorganismes sont isolés dans le ciment.

Les dolomies présentent des phénomènes de silicification.

Cependant les roches à silex silicifiées, analogues aux dolomies qui les entourent dans les régions S.E. et N.E., ne sont pas des dolomies silicifiées. Les témoins que renferment ces roches sont seulement calcaires et le microscope indique pour la calcite finement cristallisée de ces témoins une origine autre que la dédolomitisation. La silicification est antérieure à la dolomitisation.

La silicification des calcaires a commencé par une circulation d'eaux chargées d'opale dont les formes globulaires restent marquées par des dépôts de fines poussières qui seraient un vestige des impuretés du calcaire initial.

Le quartz se développe au départ d'un noyau central donnant un prisme en coupe et renfermant des impuretés. Si les noyaux sont accolés, il y a des lignes d'accroissement qui repoussent les impuretés. La cristallisation s'est opérée en milieu tranquille car les lignes d'accroissement ne sont pas déformées. Par contre, elles le sont au contact du miroir de faille, ce qui montre que les mouvements orogéniques signalés par le miroir de faille sont postérieurs à la silicification de la roche.

Un point intéressant est la silicification des dolomies récentes : des éléments siliceux d'une formation (silex du Sénonien) qui sont englobés dans une autre formation plus récente ne restent pas passifs. A leur contact, il y a dédolomitisation et substitution de la silice (calcédonite) à la calcite.

En perdant leur ciment de calcite, les dolomies blanches du Bled Zelfane donnent des sables dolomitiques.

**

Les silex des dolomies représentent le silex habituel de la craie. Certaines patines calcarifères renferment des microorganismes alors que l'on n'en rencontre jamais dans les dolomies (ce qui est classique) en dehors de quelques microorganismes minéralisés par la limonite,

Les silex taillés paraissent avoir, dans certains cas, subi une augmentation de leur patine par développement d'opale aux dépens de la calcédonite.

Les silex qui sont au contact de l'éluvium commencent à présenter des traces de dissolution qui s'amplifient dans la zone de substitution de l'éluvium rouge à la dolomie. Alors les silex sont hydratés, ils deviennent opaques, se laissent rayer par l'ongle et ont un toucher savonneux. A l'aide du microscope, on voit naître des lamelles de kaolinite et une structure cryptocristalline à tendance halloysitique, au départ d'un milieu formé d'opale et vraisemblablement d'alumogels. On peut mettre de l'alumine libre en évidence dans les silex comme on a pu le faire pour l'éluvium Ex qui a dû se former lui-même au départ de silex.

La patine évolue tout comme la zone interne et le dessin des deux zones reste marqué dans les silex évolués comme le demeure le dessin des zones des silex zonés.

Il y a donc eu substitution molécule à molécule dans les silex. Des alcalis dont il demeure des traces ont dû déplacer l'opale.

Il ressort de l'exposé précédent que le synclinal de Sidi-Mabrouk est selon toute probabilité un chott fossile et qu'il appartient au faciès du Pontien chotteux détritique (SOLIGNAC). Comme cet auteur l'a mis en évidence, ce faciès est caractérisé en outre par des phénomènes de latérisation à la base du Pontien.

L'observation faite dans le permis n° 2 des mines de Sidi-Mabrouk et les observations de PERVINQUIÈRE montrent que cette disposition est très générale dans le Bled Zelfane.

Il serait fort intéressant d'avoir des données sur la formation des dolomies. Celles que nous avons actuellement sont encore trop restreintes pour que l'on puisse en tirer une conclusion. On peut seulement écrire qu'à Sidi-Mabrouk, on passe en s'éloignant de l'éluvium, des dolomies typiques aux calcaires dolomitiques, puis aux calcaires francs, en suivant ainsi une décroissance continue de la teneur en magnésie des roches.

Quant à la succession dans le temps des divers phénomènes

dans la région de Sidi-Mabrouk, on peut l'envisager comme suit :

Dépôt des sédiments calcaires du Sénonien et formation des silex ; Silicification des calcaires des zones E. et S.E. ; Dolomitisation des calcaires ; Formation d'un éluvium, plissement, dépôt des grès ; Dédolomitisation et substitution au contact de l'éluvium ; Dédolomitisation et silicification des dolomies.

DEUXIEME PARTIE

(SUITE)

LIVRE II

La région du Djebel Mzita et celle du Djebel Sekarna (Tunisie Centrale)

CHAPITRE PREMIER

Géologie régionale : Djebel Mzita

Situation géographique :

La région du Djebel Mzita est située en Tunisie Centrale à peu près à mi-distance entre Kalaat-es-Senam et Oued-Sarrath. Si l'on prend la feuille de Kalaat-es-Senam de la carte au 1/50.000^e du Service géographique de l'Armée, on voit que le Djebel Mzita occupe à peu près le centre de la feuille.

Stratigraphie :

Comme le fait remarquer M. G. GINESTOUS [50, 102] une ligne qui réunirait le Djebel Houd, le Djebel Mzita, Dyr-Tébessa marquerait l'emplacement du fond d'une ancienne vallée.

Les durs calcaires nummulitiques qui couronnent les hauteurs de la région en formant souvent des *tables* ont résisté à l'érosion et sont ainsi cause d'une inversion du relief particulièrement typique.

En réalité, dans la région qui sera spécialement étudiée ici, la partie N.W. du massif, les parties élevées comme le Bou Kechrid sont tellement fracturées (pl. XVI, fig. 1) que le couronnement nummulitique n'est qu'un amas de débris.

Le recouvrement calcaire a cependant pu encore garantir les phosphates contre l'érosion, mais non contre l'infiltration des eaux météoriques.

Les oueds ont généralement tracé leur lit dans les fractures importantes. Dans le secteur du Bou Kechrid, l'oued Zouitine s'établit du S. au N. à travers toute la formation suivant une grande cassure laissant à l'E. le Mzita et les deux crêtes du Kef ed Deba ; à l'W., une autre partie du Mzita, le Kef ben Amor et le Bou Kechrid.

Mais par suite de la grande rigidité des calcaires nummulitiques, plusieurs cassures parallèles à l'axe du synclinal séparent d'une part le Mzita du Kef ed Deba, partagent celui-ci en deux parties ; d'autre part isolent le Mzita du Kef ben Amor et celui-ci du Bou Kechrid.

Il en résulte une fragmentation des massifs avec un pendage général S.W.

Ce ne sont d'ailleurs pas les seules cassures, car les couches phosphatées et leur recouvrement calcaire se sont trouvés intéressés par toute une série de failles secondaires, jusqu'à rémission totale des forces tangentielles. C'est ce qu'avait remarqué PERVINQUIÈRE dans la région (Aïn Massa) lorsqu'il écrit : « les nombreuses failles qui l'affectent gêneront considérablement l'exploitation » [87, 160].

L'épaisseur des calcaires à nummulites est très variable d'un massif à un autre et si l'on veut donner une coupe type on est obligé d'indiquer les limites de cette variation. L'étude des terrains, que j'ai pu faire grâce aux travaux miniers, m'a permis de relever la coupe suivante de haut en bas dans la succession normale des couches :

- 1° Calcaires à nummulites : 50 à 150 m.;
- 2° Couche phosphatée marneuse tenant de 25 à 35 % en phosphate tricalcique ;
- 3° Calcaires à bancs de silex noirs : 20 à 25 m.;
- 4° Couche phosphatée à ciment très calcaire ayant à sa

base une couche irrégulière de phosphate pulvérulent tenant de 58 à 74 % en phosphate tricalcique ;

5° Calcaires à rognons de silex : 1 à 2 m. ;

6° Couche de phosphate marneux (40 à 50 % en phosphate tricalcique) ;

7° Marnes suessoniennes de puissance variable ;

Cette coupe type est susceptible de modifications suivant les points ; c'est ainsi que les couches 4 et 6 sont déficientes, tour à tour suivant les massifs. Dans la région de Rebiba, les petits massifs effondrés au pied du Kef er Rebiba comprennent une mince couche de phosphate friable et une couche d'argile noire bitumineuse. En d'autres points c'est le phosphate lui-même qui est imprégné par des hydrocarbures. Les silex foncés qui sont superposés à ces phosphates contiennent d'ailleurs des inclusions fluides ayant la forme de rhomboèdres comme il en a été signalé par M. J. DE LAPPARENT au Kouif [66, 352].

Le Djebel Mzita proprement dit est lui-même formé de plusieurs massifs séparés par des failles. On peut adopter pour lui la coupe type suivante :

1° Calcaires nummulitiques : 80 m. environ ;

2° Calcaires blancs : 30 m. ;

3° Une ou plusieurs couches phosphatées avec intercalations de calcaires à silex ;

4° Calcaires marneux : 0 m. 50 ;

5° Marnes jaunes sans fossiles : 50 m. ;

6° Calcaires du Sénonien ;

Si, souvent, les failles n'ont pas un rejet bien considérable, il n'en est pas de même dans la région étudiée du Djebel Slata. C'est ainsi qu'un sondage effectué au N. du Djebel Mzita, au pied d'un petit massif, le Zebouzi, a traversé ou atteint :

1° 5 m. de terres et alluvions ;

2° 100 m. de calcaire nummulitique ;

3° 40 m. de calcaire lithographique ;

4° 15 m. d'intercalations de bancs de calcaire marneux, de calcaire à grain fin, d'argile jaune et blanche et de silex ;

5° 7 m. de couches phosphatées avec intercalation marno-calcaire ;

6° Les marnes noires suessoniennes.

Au N.W. du Kef ed Rebiba on a sensiblement la coupe classique avec une couche de phosphate friable.

Au S. de la station de Bir el Afou, la formation phosphatée comprend 3 couches :

Au toit, une couche de 0 m. 80 d'épaisseur donnant 32 % en tricalcique et riche en silice ;

Une couche de 2 m. à 4 m. d'épaisseur de phosphate granuleux qui titre 60 à 64 % ;

Une couche de 2 m. à 3 m. 50 d'épaisseur de phosphate à grain fin titrant de 50 à 54 % en tricalcique,

Ces différentes touches sont séparées les unes des autres par des calcaires avec rognons de silice.

M. L. BERTHON [6, p. 9 et p. 31, fig. 4 et 14] d'après les déterminations de MM. H. DOUVILLÉ et L. DONCIEUX, attribue un âge Londinien-Lutétien aux calcaires à nummulites de la Kalaat-es-Senam. Il montre que dans cette région, au-dessus des marnes suessoniennes il existe plusieurs couches de marnes encadrant des couches de phosphates à basse teneur avant de parvenir à des teneurs moyennes de 26,5 à 27,5 % de P^2O^5 . La couche exploitée a de 2 à 3 m. de puissance utile et elle est séparée en deux bancs par une intercalation calcaire de 0 m. 30.

A Rebiba écrit M. L. BERTHON (p. 31) : « la couche exploitée est plus variable comme puissance et comme teneur. Le banc supérieur parfois très aminci peut atteindre jusqu'à 5 m. 50 avec des teneurs de 27 à 31 % de P^2O^5 ; le banc inférieur se tient au voisinage de 1 m. 80 d'épaisseur avec teneurs de 27-28 % de P^2O^5 .

CHAPITRE II

Etude du phosphate

Généralités :

Une des particularités de la région étudiée est la grande variation d'aspect et de composition du phosphate d'un point à un autre.

Tantôt le phosphate est fortement cimenté, compact et dur, tantôt il est au contraire friable. Le premier a une cassure franche, le second est granuleux. Une troisième variété qui a retenu spécialement mon attention est un phosphate pulvérulent. Enfin une quatrième variété est un phosphate en nodules disséminés au milieu du phosphate pulvérulent.

Ces deux dernières variétés n'avaient pas échappé à PERVINQUIÈRE qui cite dans la région de Kalaat-es-Senam, d'après M. P. JORDAN, la présence de « calcaire phosphaté marneux empâtant de nombreux rognons de phosphate dur à contours irréguliers » [87, 158] et de « phosphate noduleux » [p. 159]. Plus loin, il cite dans la région d'Aïn Massa un « banc de phosphate gris, *pulvérulent*, épais de 2 m., renfermant de très nombreux nodules de phosphate, dont plusieurs sont des moules de lamellibranches... » [p. 160]. Plus loin encore il écrit : « Le synclinal de la Kalaat-es-Senam se prolonge vers le N. E. par les petits Koudiats alignés au S. du Kt. Maïzila. Le phosphate y forme 4 couches dont l'une, épaisse de 2 m. 10, a une teneur variant de 46 à 49 %, mais présente d'après un rapport de M. l'Ingénieur PROST, cette particularité intéressante, qu'il existe à la base des poches ou lentilles enrichies, où la teneur en phosphate tribasique s'élève à 67,86 % [p. 161].

De son côté, M. G. NÈGRE [79, 6] a écrit ce qui suit : « Mais, en compensation, ces nombreuses fractures, cette foule de failles ont permis une concentration d'eau intense, d'où un remaniement heureux par les eaux souterraines anciennes faisant monter la teneur en phosphate jusqu'à 74 % en certains

points, teneurs exceptionnelles en Tunisie. Ces enrichissements des couches en place correspondent ici aux fameuses « poches à phosphate », sable à 75,78 % des craies sénoniennes du bassin de la Somme ».

Je ne connaissais pas cette opinion de M. G. NÈGRE lorsque j'ai publié sur la question une courte note [22].

M. L. BERTHON ne mentionne pas les phosphates pulvérulents, mais il écrit [6, 16] : « Seule l'analyse permet de révéler rapidement de semblables variations de qualité dans la formation phosphatée, dont les bancs exploités sont généralement plus riches au mur qu'au toit ».

Sur le terrain, j'ai fait en compagnie de M. G. BUS, Ingénieur civil des mines, alors directeur de l'exploitation à Bir el Afou et actuellement directeur des Mines du Djebel Trozza, les constatations suivantes :

1° Le phosphate pulvérulent passe à du phosphate friable ou à des nodules. Il n'a été rencontré qu'à la base de la couche phosphatée à ciment très calcaire.

La couche dure, cimentée, a une teneur moyenne de 57-58 % en phosphate tricalcique et de 30 à 35 % en carbonate de chaux, alors que le phosphate friable donne de 58 à 74 % en tricalcique et 10 % environ de carbonate de chaux.

2° Le phosphate friable et le phosphate pulvérulent n'a été rencontré que localement, il ne forme pas une couche continue. On le trouve surtout en affleurement, au voisinage des failles qui facilitent la circulation des eaux et au fond de synclinaux noyés (Kef ed Deba).

3° Le passage du phosphate friable au phosphate dur se fait du mur au toit, par tranches, en concordance avec le pendage. Dans de rares cas, la couche se présente entièrement friable (Kef ed Deba).

4° Le phosphate friable ou pulvérulent est toujours très humide 12 à 15 % d'humidité).

5° Il n'y a pas de phosphate friable ou pulvérulent dans les zones irrégulières, bien en place, éloignées de tout accident.

6° Dans la couche de phosphate marneux, il n'y a jamais de phosphate friable.

Examen macroscopique et étude micrographique des phosphates

Echantillon n° 1

couche dure, au toit du phosphate pulvérulent (Kef ed Deba)

A l'œil on voit une roche grise à grain fin, compacte, très résistante qui ne se brise que sous le choc du marteau d'où son rôle dans la métallurgie et son nom de « phosphate métallurgique » (additions).

On distingue de loin en loin quelques éléments de phosphate atteignant 3 mm. de diamètre et exceptionnellement 5 mm.

Au microscope, on distingue :

De nombreuses globigérines dans le ciment, d'autres foraminifères tels que des textularidés. Plusieurs fausses oolithes calcaires ne sont qu'une agglomération de foraminifères.

Des plages de calcaire en voie d'évolution.

Des grains de glauconie.

Un foraminifère est tangent à un grain de glauconie et à un grain de phosphate.

De la limonite moule quelques grains de phosphate.

Le ciment est de la calcite finement cristallisée. Dans certaines zones, le ciment est constitué par la calcite en grandes plages.

Etude des grains de phosphate :

Les grains de phosphate sont arrondis ou ovoïdes. En lumière naturelle, leur couleur est jaune très pâle, presque incolore ou brune. Il n'y a pas de microorganismes dans les grains. Le grain type est en colophanite ou en fluo-colophanite; il ne polarise pas.

Mais en lumière polarisée, comme en lumière naturelle, on voit pour les grains jaunes, presque incolores ou bruns, de fines fractures minéralisées par la calcite. Il arrive que ces fractures aient la même direction et qu'elles soient recoupées par quelques fractures orthogonales.

Mais certains grains, nombreux d'ailleurs dans la même préparation, présentent un véritable damier de polyédres séparés par de très fins remplissages de calcite et on passe par tous les intermédiaires jusqu'aux grains qui ont seulement cette désorganisation sur une partie de leur périphérie.

D'autres grains sont corrodés à leur périphérie tout en présentant quelques fines lignes de calcite.

Certains grains sont caverneux et paraissent avoir subi des dissolutions.

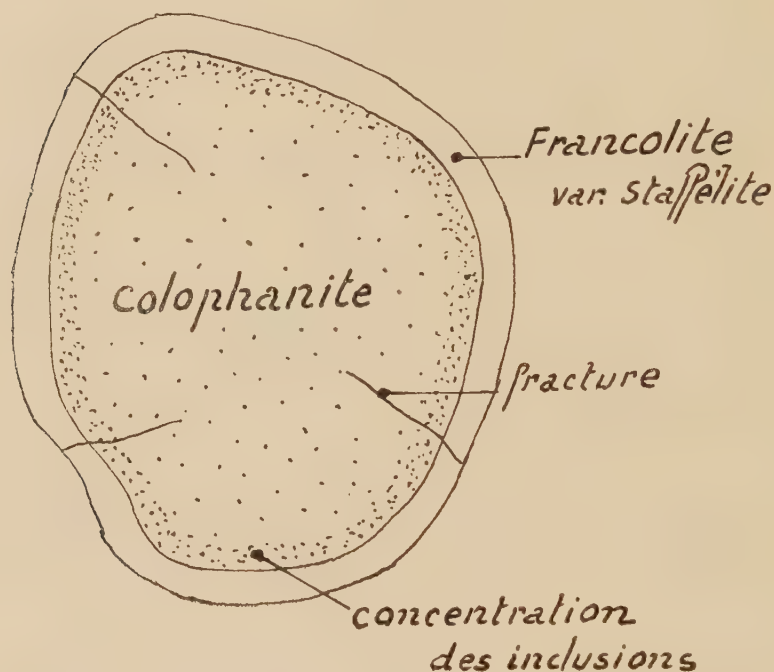


Fig. 5 grain de phosphate

très grossi du Kef ed Deba.

Dans un élément polarisant en partie avec les couleurs de l'apatite, débris osseux allongé et fracturé, les macles de la calcite sont alignées à la fois dans le ciment et dans le remplissage des fractures de cet élément. Il s'agit donc bien pour cette calcite évidemment secondaire d'un remplissage des fractures de l'élément, en même temps que d'une évolution du ciment qui est postérieure à la consolidation. D'ailleurs si ces

fractures avaient préexisté, il est bien certain que l'agitation des eaux aurait dispersé les débris de l'élément fracturé.

Au départ de fractures enchevêtrées, on a tout à coup une zone avec remplissage de calcite, bien cristallisée.

Certains éléments sont parsemés de fines plages de calcite en même temps qu'ils sont fracturés.

D'autres encore ont une large poche intérieure à bords dentelés, qui débouche sur le ciment.

Certains grains de phosphate de chaux qui ont une forme grossièrement ovoïde, ont à leur périphérie une zone hyaline concentrique qui polarise, alors que le reste du grain ne polarise pas. La zone hyaline peut manquer en partie sur certains grains, c'est-à-dire sur une portion de leur périphérie. D'après M. CAYEUX [29, 237], cette zone serait de la francolite, variété fibreuse (Staffélite) à la surface, alors que l'intérieur serait de la colophanite. M. CAYEUX ajoute : « de pareils grains rappellent, dans une certaine mesure, la structure et la physionomie des vraies oolithes ». D'après M. LACROIX, la francolite est comme la colophanite un phosphate de chaux fluoré renfermant du carbonate de chaux et de l'eau de constitution ; elle cristallise dans le système hexagonal au lieu d'être amorphe [59, 558].

Les grains que j'ai examinés ont la particularité suivante :

La masse intérieure de colophanite est parsemée de fines inclusions noirâtres, disséminées, représentant des impuretés dont je ne connais pas la nature. Or, à la limite de la zone hyaline et de la zone représentée par la colophanite qui ne polarise pas, immédiatement dans la colophanite et à sa bordure, les dites inclusions sont beaucoup plus nombreuses que dans le reste du noyau de colophanite. Ce cordon n'est pas représenté autrement dans le noyau ni dans les grains qui n'ont pas de zone périphérique hyaline. Tout se passe comme si lesdites inclusions avaient émigré de la zone périphérique pour se rassembler dans la colophanite. J'ai eu l'occasion de signaler des phénomènes similaires d'émigration ou plutôt de déplacement des impuretés dans les calcaires silicifiés de Sidi-Mabrouk. Ce serait donc un phénomène secondaire et il semble bien que cette notion puisse être étendue à la zone hyaline tout entière.

Grains de phosphate corrodés :

Les grains dont la périphérie apparaît comme étant corrodée sont bordés par de fines zones de calcite rubannée formant jusqu'à trois cordons concentriques qui épousent toutes les sinuosités du grain. Dans ce cas aussi, il y a bien augmen-

tation de la densité des impuretés à la périphérie du grain.

Cette disposition n'existe pas lorsque la calcite maculée forme ciment. Elle vient s'appuyer directement sur le grain, même s'il est corrodé.

J'ai remarqué aussi les dispositions suivantes :

Un grain est corrodé d'une façon intense et tout le remplissage est de calcite. Le phénomène est surtout net en lumière polarisée.

Un autre grain est corrodé au centre et le remplissage est de la calcite, à moins qu'il ne s'agisse d'une inclusion.

Des grains ont un noyau relativement petit, jaune foncé, alors que le reste est jaune clair en lumière naturelle. En lumière polarisée, le noyau est beaucoup plus opaque que le reste quoique ni l'un, ni l'autre ne polarisent.

Echantillon n° 2

phosphate pulvérulent (même provenance)

Ce phosphate a été noyé dans un ciment neutre au point de vue optique et c'est dans cette matière que les lames minces ont été taillées.

Le point intéressant est la présence (déjà constatée au binoculaire sur certains produits classés) de grains de phosphate réunis par un ciment ferrugineux rougeâtre, parfois jaunâtre, ayant tous les aspects d'un produit de décalcification d'un ciment calcaire.

On remarque des fragments de tissu osseux, des grains de phosphate ovales en coupe, de couleur noirâtre, jaunâtre ou incolore, quelquefois avec francolite à la périphérie.

On ne voit jamais de débris de grains en connexion, soudés par un ciment de calcite, mais seulement des débris isolés.

Aucune trace de calcite n'a été relevée dans mes préparations.

Echantillon n° 3

couche dure du Kef ed Deba

Cet échantillon prélevé dans une région assez éloignée de l'échantillon n° 1, donne les indications suivantes au microscope :

Les grains de phosphate sont jaunâtres ou noirâtres, quelquefois ils sont incolores en lumière naturelle. Les grains noirâtres sont fracturés et forment une véritable mosaïque de débris.

On distingue de gros fragments qui restent constamment

éteints en lumière polarisée comme la colophanite et qui sont fracturés et cimentés par la calcite.

Il y a aussi de nombreux fragments de tissu osseux qui polarisent comme l'apatite et le ciment lui-même polarise généralement de cette façon.

Aucun microorganisme n'a été découvert dans cet échantillon, mais on y remarque des quartz qui ont réalisé leur forme cristalline. Parmi ceux-ci un quartz donne une section de prisme et renferme de nombreuses inclusions.

L'examen de ces inclusions à l'aide d'un fort grossissement montre que certaines inclusions sont entièrement formées par du phosphate, alors que d'autres sont formées par de la glauconie.

L'une des pointes du prisme est parfaite, alors que l'autre a été gênée dans son développement par un grain allongé de phosphate. Ce dernier qui est entouré du côté du quartz par une gaine de calcite pénètre le prisme suivant une assez forte indentation.

Ce quartz est donc secondaire et son évolution n'est pas terminée.

La glauconie est représentée dans les préparations par des grains vert olive, avec inclusions noirâtres qui ne s'éteignent jamais entièrement en lumière polarisée. Ces grains sont généralement fissurés,

Echantillon n° 4

phosphate friable du Kef ed Deba

Cet échantillon est intéressant en ce qu'il est friable, il n'est pas en poudre. Autrement dit, les grains très fins se détachent facilement, mais l'échantillon est compact. On peut donc voir le ciment en coupe ; or, en lumière naturelle et en lumière polarisée, on voit seulement de très rares grains corrodés de calcite et il ne reste plus en général, dans l'intervalle des grains de phosphate et des débris de tissu osseux, qu'une très fine poussière témoin du ciment ancien. Cette poussière est d'ailleurs noyée dans des inclusions ferrugineuses.

Du phosphate dur, on passe au phosphate friable, puis au phosphate pulvérulent par une destruction de plus en plus complète du ciment.

On distingue même à l'œil nu et à la loupe dans ce phosphate des plages ferrugineuses et les éléments les plus importants ne dépassent pas 2 mm. de diamètre,

Echantillon n° 5

phosphate de la carrière située au S. de la station de Bir el Afou

Ce phosphate a une couleur grise, il est friable ; il renferme de nombreuses plages ferrugineuses et des éléments fins qui voisinent avec des éléments qui atteignent jusqu'à 8 mm. de diamètre.

Au microscope, on voit que ces éléments sont noyés dans un ciment de calcite grenue qui remplit les alvéoles de certains tissus osseux et leurs intervalles dans le cas de fractures.

Les grains ne donnent pas d'action à la lumière polarisée comme c'est le cas pour la colophanite. Pas de zone hyaline à la périphérie des grains, donc pas de francolite. Souvent ces grains ont un contour dentelé et dans certains grains on voit des inclusions de calcite.

Les débris de tissu osseux polarisent comme l'apatite et ils sont souvent brisés ; des morceaux sont déplacés dans le champ.

Certains grains sont fracturés et les morceaux sont cimentés par la calcite. On voit des débris de foraminifères dans quelques grains de phosphate.

Quelques fragments de tissu osseux qui polarisent comme l'apatite renferment des grains de colophanite qui suivant le cas général sont jaunâtres en lumière naturelle et sont toujours opaques en lumière polarisée. Ce n'est qu'un remplissage, car on voit la structure du tissu osseux. Si cette dernière avait disparu on pourrait croire à un ciment de phosphate polarisant comme l'apatite.

Echantillon n° 6

de la même carrière

Ce phosphate a été appelé par les mineurs phosphate granuleux par suite des grains de phosphate très volumineux (jusqu'à 6 mm. et plus) qui le composent avec des grains de taille ordinaire. On voit aussi dans ce phosphate des fragments de tissu osseux de grandes dimensions avec des dents de squales. En somme, ce phosphate se fait remarquer par une grande hétérogénéité et une grande variabilité de la taille des constituants.

Au microscope on distingue :

Des grains de dimensions ordinaires voisinant avec de grandes plages, le tout étant en colophanite ;

Quelques grains de glauconie ;

Des fragments de tissu osseux qui ont des caractères particulièrement intéressants. Ces éléments polarisent avec les couleurs de l'apatite et ils ont à leur périphérie une zone différenciée (pl. XVI, fig. 2). Ces fragments de tissu osseux sont malheureusement très fragiles et ils se sont trouvés endommagés au cours de la fabrication de la lame mince. La partie droite de la gravure a été enlevée au cours de la préparation de la lame, mais la partie supérieure de la gravure laisse apparaître le contour des grains de phosphate de chaux en colophanite qui restent éteints en lumière polarisée (la colophanite est un colloïde par conséquent amorphe).

Si la partie centrale de ces éléments se comporte comme l'apatite en lumière polarisée, la partie périphérique différenciée se comporte comme la francolite.

Le ciment est en calcite souvent maclée.

Echantillon n° 7

N.W. du Kef er Rebiba, couche inférieure

Ce phosphate est dur et particulièrement fin.

En lumière naturelle, on voit un certain nombre de grains bruns, ovales, qui sont chacun une mosaïque de fragments anguleux paraissant cimentés par une substance phosphatée claire. En lumière polarisée, il y a toujours extinction.

Les autres grains sont jaunâtres ou incolores. Certains grains son moulés les uns sur les autres. Les uns et les autres sont craquelés, fendillés et le ciment qui remplit les fentes polarise. Des grains moulés les uns sur les autres sont déformés. Il y a des débris de tissu osseux.

Le ciment est constitué par de nombreux rhomboèdres dont certains sont encapuchonnés. Ce sont des rhomboèdres de dolomite encapuchonnés par la calcite.

On remarque aussi un peu de glauconie et quelques grains de quartz dans le ciment.

Echantillon n° 8

même provenance mais couche supérieure

Ce phosphate est partiellement friable et ses éléments ont des grosseurs variables comme dans l'échantillon n° 5.

Au microscope, on distingue en lumière naturelle des grains jaunes ou incolores et quelques grains foncés qui sont

chacun une mosaïque de fragments anguleux qu'une simple pression réunirait pour former un grain compact. Autrement dit, ces fragments sont en connexion.

Une fracture ancienne, minéralisée par le fer, a la particularité de contourner soigneusement les grains de phosphate, alors qu'elle traverse nettement les débris de tissu osseux.

Un foraminifère est rempli de colophanite.

On voit des fragments de tissu osseux sur lesquels se moulent les grains de phosphate. Certains fragments sont fracturés et cimentés par la calcite. De nombreux grains fracturés présentent des traces de corrosion.

Les fragments de tissu osseux polarisent comme l'apatite; les grains de phosphate sont en colophanite avec une couronne plus ou moins large de francolite à la périphérie.

Ce ciment est en calcite finement cristallisée qui a été dissous secondairement par places, car dans ce cas il en reste des témoins avec un peu de fer.

Echantillon n° 9

provenant du gisement d'Aïn Taga, à l'W. du Kef er Rebiba

Ce phosphate est à grain fin, assez friable. Une cassure fraîche examinée à la loupe laisse voir ces fins éléments en relief, ce qui indique le peu d'abondance du ciment. Les éléments les plus gros ne dépassent guère 1 mm.

On remarque au microscope des grains moulés les uns sur les autres, polarisant comme la colophanite, avec une légère zone de francolite à la périphérie et des fragments de tissu osseux.

Quelques grains de glauconie sont isolés dans le ciment. Ce dernier est en calcite, dissoute par endroits.

Echantillon n° 10

silex foncés de la zone moyenne du Ked ed Deba

Ce silex à la structure cryptocristalline typique de laquelle on passe par endroits à des zones sales. En lumière naturelle on voit des rhomboèdres qui renferment des inclusions analogues à celles qui ont été signalées par M. J. DE LAPPARENT (op. cit.).

Il n'y a pas d'organismes dans ces silex, ce qui est conforme à une observation de PERVINQUIÈRE [87, 157].

Classification des phosphates pulvérulents :

J'ai classé aux tamis un échantillon de la partie supérieure de la couche du Bou Kechrid et un autre de la partie inférieure de la même couche.

La partie supérieure de la couche donne les résultats suivants (la mesure qui désigne les tamis indique la longueur du côté de la maille) :

Refus au tamis :					Passé au tamis	Total
2 mm.	1 mm.	5 0 mm.	2 0 mm.	1 0 mm.	0 mm.	
20	8	50	14	8	100	100
La partie inférieure de la couche donne à son tour :						
20	5,5	53	23	7,5	100	100

On voit donc que la majorité des éléments est comprise entre 0 mm. 1 et 1 mm.

Lorsque l'on examine les produits classés au binoculaire, on voit que cette partie la plus importante du classement, est constituée par des grains bruns et blancs très fins de phosphate. Le refus au tamis de 2 mm. est constitué par des débris de dents de squales et par des fragments de tissu osseux.

Le refus du tamis de 1 mm. 5 renferme des petites boules d'argile ferrugineuse de décalcification et quelques grains fins de quartz.

La fine poussière qui passe au tamis de 0 mm. 1 et qui représente de 7,5 à 8 % de la couche est jaunâtre, elle ressemble fort à un limon relativement peu riche en fer qui serait décalcifié, elle a été soumise à une analyse chimique complète dont les résultats seront donnés ci-après.

Jusqu'au refus du tamis de 0 mm. 1, tous les produits de la classification opérée ont une couleur grise, uniforme, mais à partir de ces éléments < que 0 mm. 2 la couleur change, elle devient jaunâtre ou si l'on veut les éléments de couleur jaunâtre prédominant et les grains de phosphate de couleur grise sont en minorité.

Tous les produits du classement font effervescence à HCl.

Données chimiques

Le phosphate en roche, type du Kef ed Deba, donne les résultats suivants à l'analyse complète :

SiO ²	Al ² O ³	Fe ² O ³	CaO	MgO	F	Cl	CO ²	P ² O ⁵	SO ⁴ H ²	H ² O
3,70	0,10	0,50	45,98	0,50	2,10	0,05	40,98	27,52	1,00	6,46

Matières organiques : 1,10. Total : 99,99.

La potasse et la soude sont souvent dosables et elles atteignent dans certains cas environ 1,20 % : la soude voisinant autour de 0,90 à 1 % et la potasse entre 0,10 et 0,20 %.

L'analyse ci-dessus correspond à 60 % de phosphate tribasique.

Le phosphate pulvérulent du Kef ed Deba donne les résultats suivants lorsqu'il est comparé au phosphate dur qui le surmonte :

Série 1 :	CO ² Ca	tricalc. %	Fe ² O ³	Al ² O ³
Phosphate dur	21,1	57,1	0,444	0,186
Phosphate pulvérulent	9,6	70,6	0,550	0,250
Série 2 :				
Phosphate dur	29,2	57,5	0,398	0,172
Phosphate pulvérulent	10,4	73,2	0,478	0,243

La fine poussière passée au tamis de 0 mm. 1 a donné les résultats suivants :

SiO ²	Al ² O ³	Fe ² O ³	CaO	MgO	F.	H ² O	Total
15,80	15,00	4,40	29,04	tr.	27,56	7,70	99,50

Ces résultats nous montrent :

1° Qu'au point de vue général la chaux représente la grande proportion des éléments basiques alors que l'acide phosphorique joue le même rôle dans les éléments acides.

A l'aide des teneurs en acide sulfurique exprimée en SO³, en acide phosphorique, en acide carbonique et en fluor, on calcule facilement les équivalents en sulfate de chaux, en phosphate de chaux, en carbonate de chaux et en fluorure de calcium.

Presque toujours, on constate que la chaux ne peut être complètement saturée par les acides et que tout se passe comme si la chaux se trouvait à l'état de solution solide, dans le phosphate tribasique comme l'a fait observer M. LACROIX [63, 364], [62, 103] et M. J. ORCEL [81, 107]. M. L. BERTHON en a fait l'observation pour divers phosphates tunisiens [6, 19 et 20].

2° Que les phosphates pulvérulents ont une grande diminution de leur teneur en carbonate de chaux par rapport aux phosphates compacts qui les surmontent, mais que parallèlement, leur teneur en fer et en alumine augmente.

Le départ de la calcite que j'ai pu suivre au microscope dans les phosphates friables, puis dans les phosphates pulvé-

rulents, amène fatalement une concentration du fer et de l'alumine.

Il s'agit ici de quelque chose d'analogue à ce qui s'est passé pour les craies phosphatées du Nord de la France bien résumé par E. HAUG [55, 364] : « Un dernier exemple de décalcification nous est fourni par les craies phosphatées du Nord de la France. Il s'est formé, sur les points d'absorption des eaux météoriques, des poches renfermant du phosphate de chaux presque pur. C'est le résidu de la dissolution de la craie ; il y a eu un simple enrichissement en phosphate par une sorte de lixiviation ».

A ce terme d'*enrichissement* je préfère toutefois celui de *concentration*. Quant à la lixiviation présumée par E. HAUG, on en connaît les modalités en milieu riche en carbonate de chaux. J'ai montré comment la calcite se transforme en augmentant sans cesse la dimension de ses éléments et que la calcite en grands cristaux a des facilités particulières pour l'émigration. On rencontre précisément dans les phosphates friables de la calcite maclée en grands cristaux et le fait que **les macles** traversent à la fois le ciment et le remplissage des fractures des grains phosphatés montre bien que la calcite sous cette forme est d'origine secondaire. Le ciment a subi une évolution.

G. NÈGRE a également fait un rapprochement entre l'élaboration du phosphate pulvérulent et celle des poches à phosphates des craies sénoniennes du bassin de la Somme [79, 6].

3° Que l'analyse des poussières fines qui résultent du tamisage des phosphates pulvérulents indique une proportion élevée en silice et en alumine avec un pourcentage en fer qui égale celui de certains limons de décalcification. La teneur en calcium n'est même pas suffisante pour former avec le fluor, du fluorure de calcium ; le carbonate de chaux est pratiquement inexistant comme l'indique d'autre part l'étude micrographique du phosphate pulvérulent. Dans tous les cas, la dissolution du ciment amène la concentration du fluor dans les éléments fins au même titre que la silice et l'alumine, tandis que l'acide phosphorique est fixée dans les grains de phosphate de chaux dont les dimensions sont supérieures à celles des poussières. Quant au fluor qui reste libre, il peut entrer dans la composition de certaines silicates ou former, avec le sodium des phosphates sodiques et l'alumine, de la cryolite.

CHAPITRE III

Géologie régionale : Djebel Sékarna

Situation géographique :

Le Djebel Sékarna est situé en Tunisie Centrale à 35 km. au S.W. de la station d'Ebba-Ksour des chemins de fer Tunisiens de Tunis à Kalaa-Djerda. Il fait partie du même massif que le Djebel Barbrou et constitue avec lui un grand anticlinal aligné vers le N.-W. Le Djebel Barbrou est marqué sur toutes les cartes.

Stratigraphie :

PERVINQUIÈRE a fait du Djebel Sékarna le type de ces alignements transversaux qui ont interrompu le système de plissement principal de direction S.W.-N.E.

Le Djebel Sékarna se signale par une superposition presque immédiate des calcaires sénoniens et nummulitiques par suite d'une réduction presque complète des marnes intermédiaires, phénomène bien visible au sommet du Djebel el Guelah.

On a alors comme le note PERVINQUIÈRE [87, 243] : « une falaise dont les deux tiers inférieurs reviennent au Crétacé tandis que la partie supérieure, à peine séparée par un léger gradin, correspondant aux marnes phosphatées, appartient à l'Eocène inférieur ».

C'est sans doute à cette circonstance que l'on doit la minéralisation secondaire des couches phosphatées qui est le but en somme de cette étude.

Lorsqu'on aborde le Djebel Sékarna en arrivant d'Ebba-Ksour, on passe successivement des calcaires du Sénonien aux marnes intermédiaires réduites, aux phosphates, puis aux calcaires de l'Eocène. Ces derniers comprennent successivement de bas en haut : des calcaires subcristallins, des calcaires à Turritelles, des calcaires à nummulites.

L. PERVINQUIÈRE note comme suit la succession au Djebel

el Guelah qui n'est qu'une dépendance du Sékarna [87, 166 et 167] :

« Sur la grande masse des calcaires sénoniens, repose un lit de marne noire n'ayant guère plus d'un mètre, passant à la partie supérieure à un calcaire foncé très glauconieux et phosphaté, noduleux, titrant 43,48 % (ROBERT). D'autres calcaires viennent ensuite, sans ligne de démarcation nette, offrant encore des grains et nodules de phosphate, et ayant une tendance à se débiter en grosses boules sur les affleurements. La partie supérieure des calcaires, vaguement divisée en grandes dalles très dures, renferme d'assez nombreuses *Ostrea bogharensis* et de gros Gastropodes : *Thersitées* (*Th. ponderosa* ?) et *Turritelles* très difficiles à détacher. Les nummulites ne sont un peu communes qu'à la partie terminale, sous le signal. A l'aplomb de celui-ci, les calcaires forment un imposant abrupt de 35 à 40 m., séparé de celui du Sénonien par un léger ressaut, dû aux marnes et calcaires phosphatés ».

Du côté qui regarde la descente vers la route qui mène aux dépôts de minerai, le Djebel Sékarna apparaît comme une table nummulitique cassée en gradins successifs.

Au quartier St Pierre de la mine du Djebel Sékarna, la coupe est la suivante de haut en bas :

Calcaires nummulitiques ;

Calcaires subcrystallins ;

Phosphates ;

Calcaires marneux du Sénonien à *Barroisiceras* sp.

Ici les marnes ont donc complètement disparu.

M. L. BERTHON [5, 101] signale comme suit les gisements métallifères du Djebel Sékarna :

« Les gîtes comportent : d'une part, une formation calaminifère paraissant étendue, interstratifiée dans les calcaires nummulitiques ; d'autre part des cassures transversales minéralisées en blende et galène, avec imprégnation de cette minéralisation dans les bancs phosphatés ».

C'est en somme cette imprégnation que je me propose d'étudier ici.

CHAPITRE IV

Etude du phosphate

Derrière les constructions pour habitations qui appartiennent à la mine de Sékarna, d'anciens travaux miniers permettent de voir en place une couche de phosphates qui reposent sur une couche riche en glauconic. Ces phosphates sont minéralisés partiellement par la blende et la galène.

Sur le haut plateau de Sékarna, on a une minéralisation des calcaires nummulitiques par la limonite et la smithsonite.

C'est toutefois dans les quartiers Ste Barbe et St Eugène de la mine de Sékarna que l'on voit les phénomènes les plus nets de substitution de la smithsonite aux phosphates renfermés dans un ciment calcaire.

L'étude micrographique de ces différents cas permet de faire les remarques suivantes :

1° Phosphate minéralisé par la galène :

A l'œil nu, on voit une roche grise avec reflets bleuâtres dûs à la galène représentée par de nombreux cubes disséminés dans la roche formée de grains fins de phosphate de chaux.

Au microscope, en lumière naturelle, les grains de phosphate de dimension moyenne sont jaunes ou bruns, leur contour est arrondi, quelquefois ovoïde. On voit même des grains irréguliers. Ce sont les grains des dimensions les plus réduites qui sont sphériques. Certains grains sont fissurés tout en se pénétrant quelque peu. Autrement dit, ils sont « impressionnés » et la roche paraît avoir subi des pressions. Aucun microorganisme n'apparaît dans les préparations.

Tous les grains de phosphate sont en colophanite, sans francolite ni apatite.

Les lames renferment de nombreux grains de glauconie qui sont subsphériques, ovales ou échancrés et de diverses couleurs : vert d'eau, vert olive, bleuâtre. En lumière polarisée ces

grains ont une structure cryptocristalline et leur polychroïsme est peu prononcé.

Il y a quelquefois un léger dépôt ferrugineux à la périphérie des grains.

Ces phosphates se font donc remarquer par une grande variété des grains de phosphate et des grains de glauconie qu'ils renferment.

Le ciment est représenté par la calcite grenue ou un phosphate qui polarise comme l'apatite.

La venue de galène qui imprègne ces phosphates a été accompagnée par une venue siliceuse qui est représentée par des quartz de néoformation.

Les pressions subies par la roche et qui se traduisent par un écrasement des grains de phosphates sont antérieures à la silicification car les quartz ne sont aucunement déformés ; il n'y a pas d'extinction roulante des quartz.

Par contre, ils tendent en général à réaliser leur forme cristalline : un prisme que l'on voit en coupe. Ils renferment beaucoup d'inclusions de différentes natures empruntées au milieu.

Les quartz ont presque tous une ou plusieurs lignes d'accroissement qui en lumière naturelle paraissent renfermer de fines poussières ; au point de démarcation des zones se trouvent de fines inclusions qui les jalonnent. Un quartz qui tend à réaliser ses formes cristallines a englobé une petite plage de galène ; certains quartz moulent littéralement des grains de phosphate. Un prisme de quartz parfaitement développé englobe une plage de ciment.

La silice est encore représentée dans les préparations par de la calcédonite qui alterne avec la quartzine.

La minéralisation du phosphate par la galène présente les caractères suivants :

Les quartz qui sont au contact avec la galène ou qui sont noyés dans ce minéral ont un contour déchiqueté en dents de scie.

En général la galène moule littéralement les grains de phosphate de chaux, mais les phénomènes de substitution sont pratiquement inexistantes.

Des grains de glauconie sont également entourés par la galène, mais ici il y a parfois pénétration du grain, donc substitution.

Ce qui se dégage de l'examen de ces préparations c'est une pénétration lente et progressive de la silice et de la galène. La

silice s'est substituée au ciment de carbonate de chaux alors que la galène a pu remplacer le ciment, en partie dissous, en pénétrant dans une roche alvéolaire. Lorsque les quartz ou la galène ont des inclusions phosphatées, ils les doivent au fait qu'ils ont complètement entouré des débris de grains de phosphate.

Cependant de fines et rares inclusions brunes ayant le signe optique négatif doivent être attribués à la pyromorphite.

2° Phosphate minéralisé par la blende

A l'œil, on voit une roche noirâtre avec des cristaux rougeâtres à éclat métallique représentant la blende et quelques rares cristaux de galène disséminés dans la masse.

Au microscope, on retrouve les éléments signalés dans l'échantillon précédent soit : des grains de phosphate et des grains de glauconie. Sur les grains de phosphate il n'y a rien à ajouter aux observations précédentes. Cependant quelques grains sont nettement fracturés, mais les débris séparés restent à peu de distance de leur point de connexion.

En général, tout le phosphate est de la colophanite quoique l'on distingue la structure de tissus osseux. Dans de très rares cas, on a cependant dans un de ces tissus une plage allongée qui polarise avec les couleurs de l'apatite. Les grains bleuâtres de glauconie ont disparu et on voit surtout des grains verts en lumière naturelle qui sont très souvent lobés. Quelques grains sont noirâtres.

La venue siliceuse est plus forte que dans l'échantillon précédent ; tous les quartz sont d'origine secondaire. Le quartz forme quelquefois un véritable ciment.

La blende a une couleur jaune miel, elle a un aspect très chagriné, elle présente parfois de fines granulations. Elle moule littéralement les grains de phosphate et de glauconie. La galène moule la blende.

Parfois, au contact de la blende et de la galène, on voit une petite plage de pyromorphite, mais ici encore c'est l'exception.

Il semble donc que la liaison entre l'acide phosphorique, l'oxyde de plomb et le chlore s'opère seulement dans de rares cas où un fragment de grain de phosphate se trouve emprisonné dans la galène ou entre la galène et la blende.

On observe aussi quelquefois un quartz qui occupe tout l'intervalle compris entre deux plages de blende.

3° Phosphate minéralisé par la smithsonite :

A l'œil, on voit un véritable squelette de roche. Cette dernière est feuilletée, elle paraît finement stratifiée et à la loupe on voit que la roche est très celluleuse. Il est intéressant ensuite d'examiner les préparations à la loupe par transparence. On voit que d'importants phénomènes de dissolution du calcaire avec substitution ont amené une réduction du volume utile. Il y a pour ainsi dire affaissement de la roche sur elle-même, ce qui lui donne cet aspect feuilleté. Quant aux vides on voit qu'ils occupent la situation et qu'ils ont la forme (ou le contour extérieur) des grains de phosphate et des fragments de tissu osseux qui sont conservés.

Si la roche ne venait attester du caractère vacuolaire ainsi mis en évidence, on pourrait croire à un enlèvement de certains éléments phosphatés, par le travail exécuté sur les meules, au cours de la fabrication des lames minces.

Au microscope, on vérifie avec la plus grande certitude l'origine du caractère vacuolaire de la roche. On voit que le contour des vides est identique au contour des grains de phosphate et des fragments de tissus osseux qui demeurent encore dans la roche.

Au premier abord, lorsque l'on passe en lumière polarisée et que l'on fait tourner la platine du microscope, on a l'impression qu'il s'agit pour tous les éléments phosphatés d'un phosphate amorphe. Mais lorsqu'on fixe attentivement, avec un fort grossissement, les éléments allongés qui ont la forme ordinaire des fragments de tissus osseux, on voit qu'ils polarisent encore faiblement avec les caractéristiques de l'apatite. Certains d'entre eux sont cependant totalement amorphes.

Tout se passe donc comme si on avait transformation d'un phosphate cristallisé, biréfringent, du type apatite en un phosphate amorphe, monoréfringent, du type colophanite.

Cette conception est d'autant plus plausible que l'on peut voir, sur certains fragments de tissu osseux, une partie du fragment présenter les caractéristiques de l'apatite, alors que le reste est amorphe.

Mais ce ne sont pas les seuls caractères d'une évolution profonde de la roche.

Tous les éléments phosphatés montrent des traces de substitution plus ou moins avancée.

D'abord il convient de noter que la roche est dans sa grande généralité, à part les éléments phosphatés et les quartz,

constituée par la smithsonite très pure, incolore en lumière naturelle, avec un fort relief. Toutefois dans certaines parties encore calcaires, il y a des impuretés qui salissent la roche.

C'est dans ce milieu qu'évoluent les éléments phosphatés.

En examinant ces derniers avec un fort grossissement, on voit que leurs inclusions sont des carbonates de chaux ou de zinc : de la calcite ou de la smithsonite. Ces inclusions peuvent occuper une portion d'un grain de phosphate ou bien toute sa partie centrale avec un débouché, en un ou plusieurs points, sur le milieu extérieur (smithsonite).

Des fragments de tissu osseux à contours tourmentés, examinés avec un fort grossissement, font voir à leur périphérie de très fines zones successives d'accroissement des carbonates aux dépens du phosphate.

Des grains de phosphate qui étaient quasi sphériques sont démolis sur un secteur déterminé et les carbonates ont opéré par substitution dans une brèche largement ouverte. Les contours atteints sont très imprécis. C'est le caractère observé généralement au cours d'une substitution active. On a un singulier mélange du phosphate avec le carbonate de chaux.

Toutefois, rien n'expliquerait la disparition totale des éléments phosphatés qui rendent la roche celluleuse et dont la forme enveloppe demeure, si de loin en loin le microscope ne permettait de discerner un remplissage plus ou moins complet de calcite légèrement ferrugineuse. Il semble alors que la smithsonite ait fait défaut et que l'élément phosphaté ayant été remplacé par de la calcite, celle-ci ait été dissoute par les eaux qui circulent dans la roche.

Car un fait qui est bien mis en évidence est la substitution de la calcite à la colophanite (phosphate amorphe) et au deuxième temps, la substitution de la smithsonite à la calcite.

Il faut rapprocher ces observations de celles que M. LACROIX a faites sur des échantillons prélevés par M. PERRIER DE LA BATHIE aux îles Barren [63, 364] :

« Les grains de calcaire n'y sont pas toujours entièrement transformés.... La forme des grains de calcaires épigénisés par le phosphate est encore distincte, mais ces grains sont solidement réunis par un phosphate concrétionné fibreux qui, sur le bord des cavités, possède des propriétés optiques très nettes (allongement positif) ; il s'agit là d'une véritable colophanite carbonatée.... ».

Or, si j'observe ici un phénomène inverse, c'est-à-dire une épigénie du phosphate (colophanite) par le carbonate de chaux,

il est bien certain, et le microscope l'indique, qu'en un point déterminé de l'évolution on a aussi une véritable colophanite carbonatée.

Ces phénomènes de substitution sont donc réversibles.

On remarquera que tout comme VAN HISE, j'ai employé indifféremment les termes *épigénie* et *substitution*.

Le mot épigénie a été défini par M. DE LAUNAY de la façon suivante (*Géologie pratique*, p. 315) :

« Formation de minéraux aux dépens de minéraux pré-existants, qui souvent en épousent les formes cristallines par pseudomorphose ».

Or, substituer signifie littéralement : « mettre une chose à la place d'une autre ».

Le terme substitution a donc un caractère plus général, si certains auteurs l'appliquent plus spécialement aux gîtes métallifères, j'ai cru devoir lui réserver ici la priorité, car je n'ai pas en vue l'évolution des cristaux, mais bien celle des roches.

D'ailleurs il n'existe pas de règles définies pour l'emploi de chaque terme et on trouve même dans des ouvrages de science pure une association des deux mots sous la forme : « gîte épigénitique de substitution » [26, 49].

Enfin M. L. CAYEUX a adopté le même point de vue car il écrit : « Le minerai du Bas-Vallon fournit donc la preuve que le fer, sous différentes formes, s'est substitué au calcaire. Si l'on en juge par le degré de fréquence des débris organiques, on peut affirmer que ce phénomène d'épigénie s'est produit à grande échelle [30, I, 197]. »

RESUME ET CONCLUSIONS

1° Dans la région du Djebel Mzita, les détails de la stratigraphie indiquent des conditions de gisement spéciales du phosphate pulvérulent, comme plusieurs auteurs l'avaient déjà remarqué.

On le trouve à la base des formations phosphatées qui ont un ciment calcaire abondant ; il passe souvent à des nodules de phosphate ou à des phosphates friables. On ne le rencontre pas en dehors des affleurements, du voisinage des failles et des synclinaux noyés.

Au microscope, le phosphate dur, qui surmonte le phosphate friable et le phosphate pulvérulent, est cimenté par la calcite, alors que le phosphate friable présente une large

dissolution du ciment et que le phosphate pulvérulent ne renferme plus que de rares parties réunies par un ciment ferrugineux rougeâtre.

Les analyses indiquent nettement, en même temps qu'une forte diminution du carbonate de chaux, une augmentation corrélative en phosphate tricalcique, en fer et en alumine dans le phosphate pulvérulent, par rapport au phosphate solide.

Il s'agit donc bien ici d'un phénomène continental qui a amené la dissolution du carbonate de chaux du ciment par les eaux et la concentration des produits ci-dessus indiqués.

2° Dans la région du Djebel Sékarna, on rencontre des phosphates qui sont minéralisés soit par la galène, soit par la blende, soit par la smithsonite.

a) La minéralisation par la galène et par la blende se présente à peu près dans les mêmes conditions. On remarque une pénétration lente de la silice sous forme de quartz, de quartzine et de calcédonite, ainsi que de la galène ou de la blende par substitution au ciment. La silice est toujours secondaire et si elle s'est substituée à la calcite, elle se borne à contourner les grains de phosphate et de glauconie. Les phénomènes de substitution avec les phosphates sont pratiquement inexistantes et c'est à peine s'il se forme un peu de pyromorphite lorsque de fins débris de grains de phosphate (colophanite) sont entourés par la galène. La silicification de la roche est postérieure aux mouvements orogéniques qui se traduisent dans les phosphates par un écrasement des grains : les quartz ne sont jamais déformés (pas d'extinction roulante). On a déjà ici la notion d'une transformation de tissus osseux minéralisés par un phosphate qui a les caractères de l'apatite en un phosphate qui a les caractères de la colophanite (amorphe).

b) La minéralisation par la smithsonite est fort intéressante et j'y reviendrai dans l'exposé qui va suivre. Pour le moment je noterai l'évolution des débris de tissus osseux qui sont généralement en apatite. On voit un phosphate ayant les caractéristiques de l'apatite qui perd peu à peu son aspect cristallin pour devenir amorphe, comme si l'apatite passait à la colophanite.

3° Dans la région du Djebel Mzita, comme dans celle du Djebel Sékarna, on remarque de curieux phénomènes d'évolution des grains de phosphates et des fragments de tissu osseux. On peut les résumer comme suit :

a) Les grains du phosphate compact du Kef ed Deba

(région du Djebel Mzita) présentent des traces souvent importantes de dissolution et le remplissage des parties dissoutes est en calcite.

Les grains, dont la périphérie apparaît comme étant corrodée, sont bordés par de fines zones de calcite rubanée formant jusqu'à trois cordons concentriques qui épousent toutes les sinuosités du grain. Il y a ici substitution de la calcite au phosphate de chaux et cette substitution est bien marquée au surplus par le rassemblement des impuretés qui étaient primitivement dans la zone anciennement occupée par le phosphate et qui sont repoussées par la calcite.

Dans l'exemple ci-dessus, tout le phosphate apparaît à l'état de colophanite, mais dans d'autres grains la colophanite est entourée d'une zone hyaline, concentrique, qui polarise et que M. CAYEUX attribue à la Staffélite. M. CAYEUX écrit que cette zone rappelle, dans une certaine mesure, la structure et la physionomie des vraies oolithes. Les grains des phosphates du Kef ed Deba qui sont ainsi constitués présentent les caractères suivants :

I) La zone hyaline de Staffélite peut n'exister que sur une partie seulement de la périphérie des grains ;

II) Comme dans l'exemple signalé plus haut, on voit une concentration des impuretés, en marge de la zone hyaline biréfringente, dans la zone amorphe, de telle façon qu'elles forment un cordon qui borde la staffélite au lieu d'être disséminées dans la colophanite. Ce déplacement des fines poussières ou impuretés que l'on rencontre souvent dans les phénomènes de substitution annonce toujours la progression du milieu extérieur. La formation de la zone hyaline de Staffélite serait donc ici un phénomène secondaire.

On peut encore citer dans ce phosphate, dans le même ordre d'idées, l'évolution du ciment qui de calcite grenue passe à la calcite maclée en grands cristaux. La liaison de la calcite maclée avec celle qui remplit les fractures des grains de phosphate montre que cette évolution est contemporaine des mouvements orogéniques qui ont affecté les bancs phosphatés.

Dans les phosphates granuleux de la carrière située au S. de la Station de Bir el Afou, on voit des fragments de tissu osseux qui polarisent comme l'apatite, alors que leur bordure différenciée polarise comme la francolite.

Au point de vue chimique, on constate que la chaux ne peut être complètement saturée par les acides et que tout se passe comme si la chaux se trouvait à l'état de solution solide

dans le phosphate tribasique. L'analyse des poussières fines qui résultent du tamisage des phosphates pulvérulents souligne la disparition du carbonate de chaux et le calcium dosé forme avec le fluor du fluorure de calcium. Dans tous les cas, il y a ici une teneur élevée en fluor.

b) Dans les phosphates du Djebel Sékarna qui sont minéralisés par la smithsonite, on observe une substitution de la calcite au phosphate de chaux (1^{er} temps) et une substitution de la smithsonite à la calcite (2^{me} temps).

Au cours de la substitution du premier temps, on a une colophanite carbonatée comme M. LACROIX a pu l'observer dans le phénomène inverse d'épigénie du calcaire par le phosphate.

Ces phénomènes de substitution sont réversibles.

DEUXIEME PARTIE (SUITE)

LIVRE III

La région du Djebel Touireuf et celle du Djebel Tabouna

CHAPITRE PREMIER

Géologie régionale : Djebel Touireuf

Situation géographique :

La région du Djebel Touireuf est située en Tunisie septentrionale entre le Kef et Ghardimaou, non loin de la frontière de l'Algérie. Le Djebel Touireuf fait partie du massif de l'Ouargha.

Dès que l'on passe la frontière algéro-tunisienne, les hauteurs s'abaissent vers l'E. pour ne guère dépasser 500 m.

Lorsque du sommet du Djebel Touireuf, on examine la région qui s'étend de l'Aïn-Touireuf au Ressas Est, on voit des assises appartenant à différents terrains, inclinées avec un fort pendage et décrivant un arc de cercle à grand rayon de courbure avec inflexion vers le N.E.

C'est ainsi qu'apparaissent successivement: le Djebel bou Kachera, la Kalaat Kchaïda, le Djebel el Lafi (541 m.), le Djebel er Ressay (567 m.).

Dans la direction du N.E., ce dernier se prolonge par une nouvelle élévation, le « Ressay Est » et vers l'W. par le « Ressay Ouest » (519 m.).

Ce dernier est d'ailleurs à peu près en ligne d'une série parallèle de sommets vers l'W. à laquelle appartiennent trois élévations : le Djebel Salem, la Kalaat es Seïd et la Kalaat el Djenane.

La carte à consulter est la feuille Ouargha de la carte au 1/50.000^e de la Tunisie.

Stratigraphie :

Les efforts tectoniques qui ont affecté la région ont donné aux plis la direction générale relatée ci-dessus, mais je n'ai pas à entrer ici dans les détails de la tectonique régionale.

M. L. JOLEAUD a fait remarquer [58, 444] qu'au Djebel Touireuf, on voit se développer « loin de tout affleurement triasique, un réseau de fractures dans les calcaires du Crétacé supérieur et de l'Eocène inférieur ». Il est certain qu'on ne voit pas apparaître à Touireuf le Trias en relation immédiate avec les gisements, mais il ne faut pas oublier que ce terrain affleure à la fois en bordure de l'Oued Méliz et de l'Oued Mellègue qui encadrent tous deux la région qui nous intéresse. Il convient même d'ajouter que de l'Oued Méliz à l'Oued Mellègue, en passant par le Djebel Touireuf, on compte 18 kilomètres et que les gisements se trouvent à peu près au milieu de cette distance. Ceux-ci sont donc encadrés par le Trias, dont on ne connaît pas le comportement en profondeur par rapport aux assises fortement relevées du Crétacé supérieur et de l'Eocène inférieur. Une indication nous est encore donnée par les eaux qui viennent des massifs calcaires : elles contiennent une assez forte proportion de carbonate de calcium, mais des teneurs en magnésie qui varient de 0,026 à 0,031 gr. par litre, le reste étant représenté par du sulfate de calcium et du chlorure de sodium. On ne trouve donc pas ici une indication de la présence relativement proche du Trias.

M. P. REUFFLET, ingénieur en chef du Service des Mines de Tunisie, a donné une coupe géologique intéressante [91, 30]. Cette coupe passe par le Djebel er Ressay et le Djebel el Lafi, c'est-à-dire qu'elle est orientée N.W.-S.E. D'après M. REUFFLET

« au point de vue géologique, les Djebels Touireuf, El Lafi et Er Ressay, forment la retombée N.W. d'un anticlinal dont la partie axiale a été enlevée par l'érosion ».

J'ai personnellement relevé une coupe N.W.-S.E., passant également par le Djebel Ressay et le Djebel Lafi, la succession des couches ayant un pendage N.W. de 60 à 80° est la suivante du N.W. au S.E.:

1° Grès à *Pecten Proescabriusculus Fontannes* du Burdigalien (exemplaires déposés par moi au Service des Mines à Tunis et déterminés par M. SOLIGNAC);

2° Conglomérat;

3° Argiles vertes avec deux bancs de grès bariolés;

4° Calcaires jaunâtres avec calcaires siliceux et marnes;

5° Conglomérat;

6° Calcaires nummulitiques;

7° Phosphates (très réduits en épaisseur);

8° Marnes noires suessoniennes;

9° Calcaires sénoniens;

10° Marnes.

L'étude micrographique des calcaires nummulitiques a donné les résultats suivants: dans mes préparations M. R. ABRARD pense que les petites nummulites qu'elles renferment paraissent être *N. incrassatus* (= *N. Rosai Tellini*). D'autre part, M. ABRARD m'a signalé des Lépidocyclines et probablement *Nephrolepidina Tournoueri* LEMOINE et R. DOUVILLÉ, d'après des sections axiales. Des sections équatoriales, d'ailleurs assez difficilement réalisables, permettent des comparaisons avec les figures et les descriptions de ces fossiles qui sont données par MM. P. LEMOINE et R. DOUVILLÉ [73, 19] et par M. H. DOUVILLÉ [44, 47 et 48] et [45, 78 et 79].

D'après M. H. DOUVILLÉ, l'embryon ou nucléoconque est formé de deux loges initiales, la plus petite arrondie est coiffée par la seconde loge réniforme. Les logettes qui entourent l'embryon sont petites, de forme losangique, elles sont souvent régulièrement disposées en deux séries croisées à la manière d'un guillochage.

Or, ces caractéristiques correspondent aux échantillons du Djebel Touireuf. Il semble donc que l'on doive adopter la coexistence de *N. Incrassatus* et de *Nephrolepidina Tournoueri*, ce qui indiquerait comme âge du terrain l'extrême sommet de l'Oligocène (Chattien. ⁽¹⁾)

Le gîte se compose essentiellement :

(1) Cet âge est d'ailleurs suffisamment établi par la coexistence de petites lépidocyclines et de petites nummulites.

1° des fractures NW-SE dans les Djebels Touireuf et El Lafi;

2° des fractures également orientées NW-SE qui affectent le Djebel er Ressas à l'W et à l'E.

Les premières sont surtout minéralisées par la galène, alors que les secondes sont minéralisées à la fois par la galène et la cérusite.

Les fractures du deuxième type se réunissent souvent en profondeur pour former des amas au contact des calcaires et des marnes.

Les calcaires sénoniens et nummulitiques sont fréquemment affectés, non seulement par les fractures, mais aussi par des phénomènes secondaires qui font l'objet en somme de cette étude.

La fig. 2 de la Pl. XVII montre les calcaires de la partie W du Djebel er Ressas. On voit qu'ils sont désorganisés et qu'ils forment une brèche. Cette brèche est minéralisée par la galène et la cérusite et la fig. 1 de la même planche montre un échantillon du minerai. On remarquera dans cette figure son aspect vacuolaire. Dans les cavités, du calcaire demeure mais ce calcaire est transformé. On trouvera ici un faciès bien connu que j'ai décrit dans la première partie de cette étude à propos de l'évolution des calcaires du Bathonien du sud de la Haute-Marne. Le calcaire est devenu entièrement cristallin : formé de calcite grenue, le ciment qui assemble ces grains est souvent dissous et alors les grains de calcite sont mis en liberté en donnant lieu à l'« altération pâteuse ». C'est ainsi que se présentent les restes ultimes des calcaires.

La dissolution des calcaires amène une concentration du minerai; mais un autre phénomène intervient, c'est le développement à partir du calcaire normal, avec ses microorganismes et ses inclusions (galène et cérusite) d'un calcaire cristallin, sans fossiles ni inclusions (fig. 3, pl. XVII). Les fossiles disparaissent complètement dans ce dernier et le développement des larges cristaux de calcite repousse les inclusions en amenant leur concentration.

Ces phénomènes jouent principalement dans les régions broyées, atteintes de multiples et fines fractures, à qui VAN HISE avait déjà reconnu un rôle si important dans l'évolution continentale des roches.

Ce sont ces phénomènes qui, par une véritable *régression* de la galène et de la cérusite, vers l'écran imperméable des marnes, amène la formation des amas.

Les mineurs ont donné à ces formations le nom de formation de contact.

CHAPITRE II

Etude micrographique des calcaires minéralisés de la région du Djebel Touireuf

Echantillon n° 1

calcaire sénonien du Djebel El Lafi

Cet échantillon paraît former une véritable brèche : en réalité, si le calcaire a été touché par de fines fractures, il a surtout subi une évolution postérieure aux mouvements orogéniques et à la mise en place du minerai.

Au microscope, on distingue tout d'abord deux zones bien différenciées (fig. 3, pl. XVII) : l'une est entièrement formée de calcite, généralement en grandes plages, nette de toute souillure ou inclusion; l'autre représente le calcaire normal avec ses microorganismes habituels, mais en plus, des inclusions disséminées de galène (dominant) et de cérusite. Ces inclusions datent de la mise en place du minerai, sur laquelle j'ai peu de renseignements. Toutefois on verra que les calcaires sont souvent poreux et d'autre part on connaît l'âge de la venue métallifère, Miocène ou plus récent (on trouve de la minéralisation jusque dans les grès miocènes). D'ailleurs la première phase probablement *per ascensum*, n'a pas d'intérêt pour cette étude.

Cependant, on constate que le minerai venu par la fracture s'est épanché aussitôt dans les calcaires des épontes sans déranger en rien la distribution des éléments calcaires dans la roche. Cette pénétration s'est faite avec la plus grande tranquillité et les microorganismes ont même été un lieu d'élection pour les particules de minerai. Celles-ci soulignent le contour des microorganismes comme je l'ai montré précédemment pour le fer ou le manganèse des calcaires du Bathonien du sud de la Haute-Marne.

On remarque ensuite la disposition très spéciale de la zone du calcaire normal, près du contact. Alors que le calcaire se fait remarquer par une dissémination, sans ordre apparent, du minerai dans la masse (sauf l'élection, signalée plus haut, qu'il a pour les microorganismes), près du contact avec la zone cristalline, il y a une forte concentration du minerai. Ce phénomène, bien connu maintenant, laisse penser que le minerai, ainsi rassemblé, était primitivement disséminé dans la roche, mais que le développement des cristaux de calcite aux dépens du calcaire a repoussé toutes les impuretés — dont le minerai — à la limite des deux zones et même de préférence dans le calcaire normal, lorsque sa porosité le permet.

Ce processus est très général dans les calcaires sénoniens ou nummulitiques, au voisinage des amas.

Echantillon n° 2

calcaire nummulitique du Djebel er Ressas

Indépendamment des fossiles dont j'ai indiqué précédemment l'existence, ce calcaire se fait remarquer tout d'abord par une modification progressive dont il est l'objet, au fur et à mesure que l'on se rapproche des amas. Dans ces conditions, il devient sublithographique. Dans cet échantillon assez éloigné du minerai, on distingue quelques rares rhomboèdres encapuchonnés qui sont de la dolomite en voie de substitution par la calcite, des quartz en prismes bien développés contenant des inclusions de calcite et d'origine secondaire. On voit aussi de la glauconie, quelques débris de test de lamellibranches et des foraminifères.

Echantillon n° 3

calcaire nummulitique minéralisé du Djebel er Ressas

Ce calcaire accentue le caractère sublithographique déjà relevé ci-dessus. Au microscope, on voit que les microorganismes et les fragments de fossiles sont isolés et qu'il se forme de fausses oolithes par une évolution cristalline qui rappelle celle des calcaires du Bathonien du sud de la Haute-Marne. La cérusite se substitue ici à la calcite du ciment.

Les zones calcaires isolées sont très finement cristallisées et il est probable que le développement du ciment de calcite grenue amène ce resserrement des parties calcaires intactes.

Echantillon n° 4

calcaire nummulitique déjà assez fortement minéralisé

(fig. 2, pl. XII)

Les préparations montrent que ce calcaire est fortement évolué, le ciment est pénétré par le carbonate de plomb et la limonite, les fausses oolithes elles-mêmes ont disparu. Les nummulites et les microorganismes sont envahis par la substitution du minéral au carbonate de chaux qui souligne le dessin des organismes. La substitution tend à devenir générale.

Echantillon n° 5

calcaire nummulitique fortement minéralisé

du Djebel er Ressas :

Dans la zone calcaire, on remarque de fines inclusions de carbonate de plomb. Dans la zone fortement minéralisée, on voit les contours de la galène qui sont toujours marqués par des droites qui se coupent à angle droit. Au départ de la galène, on voit un composé de plomb qui pénètre dans la zone calcaire par zones successives d'accroissement.

On peut examiner ce composé en lumière transmise ou en lumière réfléchie. Cette dernière méthode permet de séparer les minerais avec la plus grande netteté sans avoir à recourir à la méthode d'examen en section polie, entre nicols croisés, préconisée par M. J. ORCEL [83, 272 à 361] et qui donne par ailleurs tant d'heureux résultats.

En lumière réfléchie, on voit du composé de plomb, peu transparent il est vrai, mais non opaque, puisqu'il laisse passer les rayons lumineux en lumière transmise.

Il est très différent de la cérusite transparente, à fort relief des beaux cristaux que j'examinerai ci-après.

En lumière réfléchie, il a souvent la forme de globules d'un blanc sale (on sait que l'opale donne dans les mêmes conditions des globules d'un blanc laiteux) qui est même quelquefois opaque en lumière transmise.

Comme dans le cas de l'opale, ces globules peuvent être libres ou agglomérés en formant un nuage qui se détache avec une netteté beaucoup plus saisissante encore.

Sous cette forme, le composé de plomb se loge quelquefois dans les nummulites, dont il souligne le dessin général.

La cérusite (orthorhombique) apparaît dans une troisième zone où il y a encore de la galène qui forme un véritable réseau, mais il n'y a pas de composé amorphe. La cérusite traverse cette zone en lamelles longues et minces, toutes parallèles et semblablement orientées; elle s'épanche parfois en plages. Lamelles et plages sont très biréfringentes. Comme dans la zone typique de la galène, on a ici des contours qui tendent vers une série de droites qui se coupent à angle droit.

Cette méthode d'examen est tellement remarquable que dans une zone calcaire où le dessin général d'une nummulite a pratiquement disparu en lumière transmise, par évolution cristalline, on distingue encore parfaitement ce dessin en lumière réfléchie, grâce aux globules du composé amorphe fixés au bord de la muraille.

Echantillon n° 6

calcaire à cristaux de cérusite du Djebel er Ressas

Au contact des amas, la dissolution des calcaires a donné lieu à la formation de géodes tapissées de beaux cristaux de cérusite qui ont été étudiés par M. SOLIGNAC [96, 538 et suiv.] qui écrit d'ailleurs (p. 533) : « les mines du Djebel Touireuf et du Djebel Ressas sont riches en cristaux de carbonate de plomb. Au Ressas, notamment, certaines zones géodiques de calcaire nummulitique sont tapissées de cristaux de cérusite groupés en masse et qui sont plantés dans le calcaire ».

Au microscope, on divise de suite les préparations en deux zones :

1° une zone calcaire remarquable par les modifications qui l'ont affectée. Suivant un processus que j'ai vu se développer d'une façon particulièrement nette dans les calcaires du Bathonien du Sud de la Haute-Marne, en même temps que l'on constate un aspect sublithographique du calcaire, les préparations indiquent la naissance d'un ciment qui isole des fausses oolites et en dernier lieu — c'est le cas ici — tous les microorganismes. Ceux-ci sont représentés par de nombreux foraminifères dont les contours sont soulignés par la limonite substituée à la calcite.

C'est le caractère que j'ai reconnu précédemment aux calcaires situés le long des fractures parcourues par les eaux météoriques ou qui se sont trouvés au contact prolongé avec des eaux séjournant dans la fracture.

On remarque également dans ce calcaire quelques rhomboèdres de dolomite.

2° Une zone occupée par la cérusite présentant les caractères que je lui ai reconnu plus haut.

Dans la cérusite, on trouve deux sortes d'inclusions : des quartz fins et de fines plages de calcite.

Entre les deux zones, un dépôt ferrugineux assez abondant pénètre en indentations dans le calcaire.

On peut penser que les eaux qui circulaient à la périphérie de ces roches étaient primitivement des eaux ferrugineuses et qu'elles ont été suivies à bref délai par des eaux magnésiennes et siliceuses chargées des sels de plomb.

Il ne faut cependant pas trop insister sur l'intérêt que peut avoir la genèse de ces beaux cristaux, car ils peuvent avoir tout simplement une origine secondaire et provenir des amas de galène et de carbonates par une lente émigration qui leur a permis de réaliser pleinement leurs formes cristallines. La disposition de ces cristaux dans des cavités, en marge des amas, est très favorable à cette interprétation. Les sels de plomb sont peu solubles, mais la cérusite quoique carbonate orthorhombique se substitue comme je l'ai montré facilement à la calcite. Si le départ se fait de la galène, il y a en premier lieu formation d'un composé amorphe qui se substitue facilement à la calcite. La cérusite typique peut se former par cristallisation à partir du composé amorphe.

C'est le processus habituel que le microscope permet d'avoir sous les yeux.

Echantillon n° 7

calcaire nummulitique alvéolaire et minéralisé du Djebel er Ressas

Dans la partie E du Djebel er Ressas, région nommée par les mineurs « Ressas E », on voit, au niveau 414, des calcaires blancs alvéolaires, à grain assez développé, qui contiennent une minéralisation de galène disséminée dans la masse du calcaire.

Au microscope, on remarque :

1° Une transformation cristalline du ciment qui tend à former de larges zones de calcite grenue. Néanmoins, entre deux zones déterminées, les organismes tels que les nummulites sont conservés.

2° Au milieu de plages de calcite granue, des plages de calcite fortement teintées par le fer qui sont en partie dissociées.

3° Des alvéoles qui occupent la même situation que les plages ferrugineuses : le centre des zones de calcite grenue.

Ces alvéoles sont souvent remplies, soit par de la galène qui tend à réaliser sa forme cristalline cubique, soit par du quartz qui tend à réaliser les formes du prisme c^2 , soit par des rhomboèdres de dolomite.

Il semble que la minéralisation s'opère en deux temps. Au premier temps, il y a attaque du calcaire par des eaux ferrugineuses qui dissolvent lentement le calcaire en lui donnant son caractère alvéolaire. Au second temps, il y a remplissage des alvéoles par de la galène, du quartz ou de la dolomite et ces trois espèces minérales tendent vers la réalisation de leurs formes cristallines.

Echantillons n^{os} 8, 9, 10 et 11

Ces échantillons ont été prélevés dans les calcaires vierges de toute minéralisation, mais qui sont situés en marge immédiate des amas. Cette série permet de se rendre compte exactement des conditions de l'évolution par laquelle les calcaires deviennent alvéolaires.

Il arrive par exemple qu'une alvéole prenne naissance en un point quelconque d'une nummulite vue en coupe axiale. Dans ces conditions, les modifications apportées au calcaire sont particulièrement nettes. Le premier symptôme est l'évolution cristalline de ce calcaire qui se traduit par une augmentation des dimensions des cristaux de calcite. Dans une seule préparation, on trouve différents stades de cette évolution et quelques lames minces suffisent pour avoir une série complète.

D'abord très finement cristallisée, la calcite qui fossilise la muraille et le squelette des nummulites devient microgrenue en un point déterminé, puis grenue. A un stade donné, où la calcite atteint ses dimensions cristallines maxima, on voit une légère alvéole qui s'agrandit par dissolution du carbonate de chaux qui l'environne.

Ces alvéoles se forment comme bien entendu en des points très variés du calcaire et on peut penser que les régions privilégiées sont celles qui offrent un passage, aussi mince soit-il, aux eaux de carrière.

Dans ces échantillons, on constate un remplissage secondaire de certaines alvéoles, soit par un quartz cristallisé, soit par un rhomboèdre de dolomite.

*Essais sur les carbonates de plomb décalcifiés
du Djebel er Ressas*

Ces essais ont été effectués par M. l'abbé GAUDEFROY, professeur de minéralogie à l'Institut Catholique de Paris, au laboratoire de minéralogie de l'Institut, avec ma collaboration.

Il s'agissait de rechercher, par l'examen de la fluorescence aux rayons ultra-violets, la répartition des différents minerais dans les échantillons des amas du Ressas qui paraissent à l'œil contenir principalement de la galène et des carbonates de plomb.

L'appareil employé est composé essentiellement d'une lampe à mercure et d'un verre de WOOD destiné à capter les autres radiations que les ultra-violets qui passent.

Dans ces conditions, on constate une fluorescence jaune verdâtre qui est due à l'anglésite (Pb SO_4) qui est entraînée dans l'échantillon composé surtout de galène et de carbonates de plomb.

Le même essai pratiqué sur les calcaires nummulitiques permet de déceler la glauconie qui donne une fluorescence verdâtre, bien qu'elle n'existe qu'en rares grains visibles au microscope.

M. L. ROYER a montré récemment l'intérêt de ce procédé [91 bis, 516].

CHAPITRE III

Géologie régionale : Djebel Tabouna

Situation géographique :

Les gisements du Djebel Tabouna sont situés au S. W. de l'anticlinal triasique des Hédil.

Ils sont renfermés dans un demi-dôme calcaire qui d'une part forme un abrupt imposant et d'autre part s'incline en pente douce vers la vallée.

Le massif est ainsi limité par deux vallées que suivent les oueds El Hammassia et Rsaissia.

La carte à consulter est la feuille des Hédil au 1/50.000^e du Service Géographique de l'Armée.

Stratigraphie :

J. BERTHIER [4, 85 et 86], écrit quelques mots seulement au sujet du Djebel Tabouna, mais il est intéressant de reproduire en entier le passage de sa très intéressante étude des gîtes tunisiens du même type :

« Gîtes dans les cassures. Ces gîtes sont de beaucoup les plus nombreux en Tunisie. Ce sont ceux que l'on rencontre sur toutes les montagnes calcaires (filets de calamine ou de galène, plus ou moins importants). Le Sénonien est le terrain qui contient le plus grand nombre de ces gîtes. Beaucoup de ces cassures n'ont aucune valeur, le minerai disparaît très rapidement en profondeur où il est souvent remplacé par de la calcite.

« Lorsque les cassures ont une certaine puissance (Khan-guet-Kef-Tout, Sidi-Ahmed, Tabouna, etc...) elles ne sont, le plus souvent, que des apophyses, des ramifications, de gîtes de contact, aujourd'hui disparus. »

M. SOLIGNAC s'exprime comme suit concernant le Djebel Tabouna [92, 705] : « C'est un demi-dôme de calcaires campaniens, voisin de Bazina; il présente, comme le Sidi-Ahmed des fractures remplies de calamine dont la minéralisation est due

à la même cause. En ces deux points, la minéralisation a été arrêtée, en profondeur, par le contact des calcaires avec les marnes santonniennes ». A Sidi-Ahmed, M. SOLIGNAC estime que l'origine de la minéralisation est *per descensum* et qu'on peut l'expliquer par un recouvrement local de la région par une lame déversée du Trias du plateau des Hédil (p. 705).

Pour M. JOLEAUD [58, 444], le gîte du Djebel Tabouna ne se lie pas génétiquement au Trias. Plus loin, il écrit : « Au Djebel Tabouna, s'observent de nombreuses fractures minéralisées par du carbonate de plomb, auquel se substitue de plus en plus vers la profondeur de la galène. Au contraire, la calamine reste localisée au voisinage de la surface, ici comme dans d'autres gîtes tunisiens ».

Le massif du Djebel Tabouna est constitué par une série d'assises sénoniennes qui sont couronnées par le Sénonien à Inocérames. Ces dernières affectent un plongement périelinal vers le S., l'E. et l'W., alors que la région N., la plus élevée, est coupée par une grande faille.

Toute une série de fractures orientées sensiblement E. W., comme la grande faille qui limite le massif, ont un pendage N. d'autant plus prononcé que l'on est plus près du bord faillé.

A l'W., on rencontre d'autres fractures N. S. qui recoupent les fractures E. W. et même des cassures dont la direction est indépendante des deux directions principales. Si le plus grand nombre des fractures est orienté E. W. il n'en est pas moins vrai que l'on se trouve en présence de tout un réseau de fractures. J'ai surtout étudié leurs épontes au niveau des calcaires à Inocérames.

Remplissage des fractures : pénétration dans le toit et dans le mur

Le remplissage des fractures en dehors de la minéralisation métallifère est toujours assuré par de la calcite diversement cristallisée, mais généralement en grands cristaux maclés.

Le calcaire normal du Sénonien du niveau étudié, tel qu'on peut le voir grâce aux petites carrières situées près de la maison du directeur de la mine, est un beau calcaire blanc compact.

Dès que l'on se rapproche des fractures, le calcaire se modifie et il devient sublithographique.

Enfin l'on constate des pénétrations de la minéralisation dans le toit et le mur des fractures. On est surpris de constater qu'au milieu d'un calcaire à grain fin, se trouve disséminée de

la galène en cubes souvent parfaits. Ce développement complet des formes cristallines, au milieu du calcaire, sans liaison entre elles, ne peut trouver d'explication sans une étude micrographique des calcaires minéralisés.

Un autre phénomène également important est la dolomitisation des épontes au contact du remplissage dans la zone W.

Au départ de la fracture, on constate que la roche est dolomitique sur une épaisseur qui peut varier de 0 m. 20 à 0 m. 30. Dans cette zone qui fait « tache d'huile » dans les calcaires, on reconnaît à la roche les caractères suivants :

1° Sa couleur est foncée et tranche vivement sur le calcaire sénonien blanc. Cette couleur semble s'atténuer progressivement et passer au calcaire;

2° La roche est rude au toucher. Sa cassure est esquilleuse et coupante;

3° La roche est alvéolaire;

4° Elle ne fait pas effervescence à Hcl sauf dans les alvéoles qui semblent avoir conservé de la calcite;

5° La roche ainsi modifiée ne renferme aucun microorganisme. La réaction de Lemberg pratiquée sur une lame mince montre que seules de légères inclusions sont colorées par le nitrate d'argent et sont par conséquent de la calcite, alors que le reste des grains est de la dolomite. Ces grains de dolomite donnent à la roche le caractère d'une dolomite microgrenue; ils ne sont visibles qu'au microscope.

Cette dolomitisation est un phénomène secondaire qui marque une évolution continentale des calcaires,

CHAPITRE IV

Etude micrographique des calcaires minéralisés de la région du Djebel Tabouna

1° Calcaire normal :

Ce calcaire à grain assez serré est caractérisé par une très grande abondance des Textularidés.

Quelques fines fractures l'affectent, mais elles n'ont pas donné lieu à un remplissage ferrugineux.

On rencontre assez souvent, dans ce calcaire, des dendrites de manganèse qui n'ont aucune élection pour les microorganismes.

2° Calcaire prélevé à quelques mètres d'une fracture :

Peu de modification encore, mais toutefois une pénétration par le fer (limonite) qui par substitution souligne déjà le dessin général de quelques microorganismes.

Une zone est occupée par de la stilpnosidélite qui a pris la forme de globules particulièrement nets en lumière réfléchie.

3° Calcaire à 1 m. environ du bord de la fracture :

Ce calcaire est parcouru par de nombreuses fractures dont quelques unes ont déjà une ouverture appréciable. Deux systèmes de fractures se coupent à peu près à angle droit alors qu'un troisième système fait avec un des premiers un angle qui varie de 30 à 45°.

Toutes ces fractures sont remplies par de la calcite grenue.

Il est intéressant de noter que certaines fines fractures se perdent dans la masse du calcaire d'une façon insensible pour disparaître complètement,

4° Calcaire légèrement plus rapproché de la fracture :

Ce calcaire est également parcouru par de nombreuses fractures qui s'arrêtent quelquefois suivant une terminaison effilée, qui reprend toutefois après un léger décalage, sans qu'entre ces deux fragments, d'une même fracture, il y ait une liaison quelconque, à l'aide d'une troisième fracture par exemple.

Par endroits il y a un éclaircissement de la pâte calcaire et un léger ciment apparaît. Les microorganismes sont alors teintés par le fer.

Les fractures avec remplissage de calcite recoupent des zones hématisées; elles sont donc postérieures à la venue ferrugineuse.

5° Calcaire légèrement atteint par la minéralisation :

Ce calcaire est affecté par de nombreuses fractures qui sont quelquefois très fines, mais qui prennent aussi, par endroit, des dimensions inusitées. On voit des fractures parallèles, des fractures orthogonales et des fractures qui recoupent d'une façon quelconque les deux réseaux principaux. Dans les fractures les plus importantes, qui s'observent néanmoins dans une seule préparation, on voit parfois des lambeaux allongés du calcaire subsister au milieu du remplissage.

Les fractures importantes sont partiellement minéralisées. La minéralisation est surtout accolée au toit ou au mur d'une fracture, c'est-à-dire qu'elle n'occupe qu'une partie de la fracture, du côté de l'éponte et qu'elle se trouve, dans la majorité des cas, accolée à elle; mais elle la pénètre par des indentations. Le reste du remplissage est assuré par de la calcite en grands cristaux, qui peut être maclée. La calcite est partiellement ferrugineuse.

J'ai signalé précédemment dans les calcaires minéralisés du Ressay (Touireuf) une disposition spéciale de la cérusite, qui dans la galène « traverse cette zone en lamelles longues et minces, toutes parallèles et semblablement orientées ».

Or, la formation de cristaux entiers ou presque entiers dans certaines fractures du calcaire étudié permet de déterminer exactement le comportement de la cérusite par rapport à la galène.

Pour ce faire, l'examen en *lumière réfléchie* est absolument indispensable.

Dans ces conditions, on voit que la cérusite prend *toujours*

naissance (c'est un fait absolument général) suivant le clivage très facile p.

Un cube de galène qui porte une troncature b¹ est particulièrement remarquable. Toutes les lamelles de cérusite sont parallèles à p. Il en résulte qu'il est possible d'orienter une plage quelconque de ce minerai même si elle n'a pas des contours définis.

6° Calcaire de la zone W, minéralisée par la galène en cubes isolés dans la masse du calcaire :

La première constatation — et elle est importante — concerne la présence des nombreux microorganismes habituels dans le calcaire, ce qui montre qu'il ne s'agit pas d'un remplissage de fractures, mais bien du calcaire des épontes en place.

Aucune fracture aussi fine soit-elle n'affecte le calcaire.

Dans ces conditions, comment expliquer la présence de la galène en cubes disséminés dans ce calcaire ?

L'emploi de la lumière réfléchie permet de relever les faits suivants :

1° La disposition ci-après des cubes est constante : la première zone des cubes est formée d'un cordon plus ou moins large de galène, la zone interne est représentée par ces plages de galène traversées par les lames de cérusite qui semblent une alternance de lames de galène et de lames de cérusite ; à la partie extérieure des cubes, on voit un léger départ du composé de plomb amorphe au contact d'une zone ferrugineuse.

2° La zone interne occupée par la cérusite manque parfois et dans ces conditions il y a un vide ou un remplissage de calcite en grands cristaux.

3° Le calcaire renferme quelques alvéoles en partie remplies par de la calcite secondaire.

4° Dans la masse du calcaire on remarque des globules disséminés dans le calcaire.

On a vu que ce composé amorphe a des facilités particulières pour se substituer à la calcite.

Mais l'échantillon n° 6 du calcaire nummulitique alvéolaire et minéralisé du Djebel er Ressas, qui a été étudié précédemment, permet, par comparaison, de comprendre le mécanisme de la naissance de la galène en cubes dans la masse du calcaire. Au Djebel Sékarna, j'ai d'ailleurs rencontré des calcaires alvéolaires au voisinage des bancs phosphatés et minéralisés.

Il y a occupation des alvéoles soit par la galène, soit par le

composé de plomb amorphe. La galène tend vers la réalisation de ses formes cristallines et si la matière vient à manquer au centre, il y a remplissage secondaire par de la cérusite ou de la calcite. Cette notion est bien nette pour des dépôts de galène qui eux-mêmes sont restés alvéolaires.

Quant au composé de plomb amorphe qui entoure les cubes de galène, sa présence est facile à expliquer par une évolution périphérique secondaire de la galène.

Dans la région des travaux miniers nommés Joseph I et Joseph II, on constate que des phénomènes secondaires de dissolution des calcaires laissent les cubes de galène en liberté dans une argile de décalcification. Si on prend soin de laver le minerai à l'eau bouillante comme le recommande M. J. L. THIÉBAUT pour déliter et laver les marnes [97, 43], on obtient des cubes de galène plus ou moins parfaits ayant tous les plus fins détails de leur évolution et même leur léger dépôt périphérique de carbonates.

7° Dolomie de la zone W, minéralisée par la galène en cubes isolés dans la masse de la dolomie.

Cette dolomie minéralisée présente le même aspect que le calcaire qui vient d'être étudié, au point de vue de la répartition de la galène.

Au microscope, on constate que les cubes de galène sont absolument identiques comme constitution aux cubes de galène des calcaires.

Tout comme eux, ils renferment par exemple des inclusions de calcite et ils sont poreux. A leur périphérie il y a toujours un léger dépôt de calcite dans lequel s'épanche par substitution un mince cordon de composé amorphe.

Dans la massé dolomitique, il existe aussi de fines inclusions de galène.

La calcite existe également en inclusions assez volumineuses dans la roche.

Il semble donc bien que la présence de la calcite en inclusions dans les cubes de galène indique l'état calcaire de la roche au moment de la formation des cubes de galène et la conséquence de cette observation devient ainsi importante : la dolomitisation se serait faite aux dépens d'un calcaire alvéolaire.

La dolomitisation aurait succédé à la minéralisation.

Cependant la conclusion définitive sur cette dernière base doit être réservée car la dédolomitisation de la roche aurait pu précéder sa minéralisation comme à Sidi-Mabrouk.

RESUME ET CONCLUSIONS

1° Au Djebel Touireuf, des modifications importantes des calcaires se produisent au voisinage des amas de galène et de carbonates de plomb du Ressay.

L'évolution continentale des calcaires est surtout visible à l'œil nu par son aspect sublithographique qui l'éloigne beaucoup du calcaire normal. Au microscope, on voit naître un ciment qui isole de fausses oolithes et surtout les microorganismes dont le contour est souligné par une substitution de la limonite à la calcite. Cette évolution des calcaires nummulitiques de Tunisie est absolument identique à celle que j'ai relevée dans les calcaires bathoniens du sud de la Haute-Marne.

On remarque une substitution active du composé de plomb au carbonate de chaux. Ce composé de plomb est amorphe, on le distingue parfaitement de la cérusite en lumière réfléchie, où il prend la forme de globules, tout comme l'opale.

Les globules de composé de plomb amorphe se fixent au bord de la muraille des nummulites et suivent leur dessin général. Sans cette particularité, on ne pourrait plus distinguer certains de ces fossiles dont le contour et les détails ont complètement disparu, par suite de l'évolution cristalline du calcaire.

Une venue d'eaux ferrugineuses aurait précédé la venue plombifère.

Dans la région E du Djebel Ressay, le calcaire en place devient alvéolaire et certaines alvéoles sont remplies par la galène ou par la silice.

Cette évolution s'opère en deux temps : au premier temps, les eaux ferrugineuses attaquent lentement le calcaire qui devient alvéolaire; au deuxième temps, il y a remplissage des alvéoles par de la galène et du quartz qui tous les deux tendent vers la réalisation de leurs formes cristallines.

Deux phénomènes sont susceptibles d'amener une véritable régression de la galène et de la cérusite, ce qui a pour conséquence la formation d'amas.

Le premier — bien connu — consiste dans une dissolution des calcaires sous l'action des eaux chargées d'acide carbonique. Ces dernières préparent d'abord, au voisinage du niveau hydrostatique, les cavités qui seront ultérieurement remplies par le minerai qui provient des massifs supérieurs dissous. La circulation des eaux et du minerai se fait par l'intermédiaire des fractures.

Le second — peu connu — résulte d'une modification cristalline du calcaire. Le calcaire primitivement formé d'une calcite finement cristallisée qui cimente les fossiles et les micro-organismes, voit naître, à partir des zones dissoutes (ou au contact de l'eau), des cristaux largement développés de calcite qui repoussent devant eux toutes les impuretés du calcaire, dont au premier chef le minéral qui a envahi le calcaire vacuolaire.

Le stade final est représenté par la décalcification totale des amas qui laisse à son tour un minéral vacuolaire composé de galène et de carbonates.

Ces phénomènes sont particulièrement représentés dans les régions affectées par les mouvements orogéniques qui sont cause de multiples et fines fractures qui augmentent la porosité du calcaire.

On retrouve d'ailleurs dans l'ouvrage principal de VAN HISE des observations qui se rapprochent de celles que j'ai faites :

« Le plus difficilement oxydable des sulfures de plomb et de zinc est la galène. En outre, ce composé est plus insoluble que la roche calcaire » [100, 1148].

« WHITNEY indique que dans les gisements du Wisconsin, près de la surface, il peut y avoir une concentration de galène qui originellement était distribuée dans plusieurs mètres de roches calcaires.

« La concentration résulte de la solution d'autres sulfures qui portèrent la galène au mur et de l'érosion de la roche calcaire, permettant ainsi à la galène de tomber à une position plus basse dans les fractures » [100, 1149].

Mais VAN HISE n'a fait allusion en aucune façon au second phénomène mis en œuvre, à celui de l'évolution cristalline du calcaire bien mis en évidence dans la fig. 3 de la pl. XVII du présent ouvrage. Il n'aurait pu le découvrir qu'en pratiquant une étude micrographique systématique des épontes des gîtes qu'il étudiait.

2° Au Djebel Tabouna, l'étude des fines fractures des calcaires, au voisinage des fractures, est pleine d'enseignement.

Quelques fractures se perdent rapidement dans la masse calcaire; d'autres subissent un décrochement avec solution de continuité entre les deux branches.

La minéralisation est surtout accolée au toit ou au mur des fractures.

Des cubes de galène ayant une partie centrale composée de lamelles de cérusite qui alternent avec des lamelles de ga-

lène montrent que ces lamelles sont parallèles à p. On peut donc orienter une plage isolée sans contours définis.

Comme à Touireuf, les calcaires alvéolaires permettent l'émigration de la galène qui tend à réaliser dans les alvéoles la forme cristalline cubique. Dans certains cas, les cubes de galène ont des inclusions calcaires où ils restent alvéolaires.

Mais au Djebel Tabouna, il y a parfois une dolomitisation des calcaires au voisinage de la fracture. La dolomie vacuolaire donne lieu également à des dépôts de galène qui prennent la forme cubique ou tendent vers cette forme.

La calcite est généralement en inclusions dans les cubes de galène ou en léger dépôt à leur périphérie, ce qui indique un état calcaire de la roche au moment de la formation des cubes à moins qu'une dédolomitisation ait précédé la minéralisation.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Dans ce travail, qui est composé de deux parties, dont l'une concerne le S. E. du Bassin de Paris et l'autre diverses régions de la Tunisie Centrale et de la Tunisie Septentrionale, j'ai établi un résumé et des conclusions, à la fin de chaque division principale.

J'exposerai donc seulement ici les résultats auxquels m'ont conduit mes recherches sur les faciès d'évolution des roches.

I. — EVOLUTION DES CALCAIRES

a) Evolution cristalline et minéralisation :

J'ai montré dans ce livre la généralité des phénomènes que j'ai compris sous le terme « évolution cristalline » et on a vu qu'ils sont communs, dans leurs grandes lignes, aux calcaires bathoniens et calloviens de la bordure S. E. du Bassin de Paris et aux calcaires sénoniens et à nummulites de la Tunisie.

Dans un calcaire que j'ai qualifié de normal, calcaire composé généralement de fossiles divers, de microorganismes et de quelques plages de quartz, noyés dans un ciment de calcite à grain fin, on assiste au voisinage des fractures (ou dans le Bassin de Paris sous le limon des plateaux) à une évolution cristalline de la roche. Le ciment en fait tous les frais. En se rapprochant des fractures ou du limon) on voit s'opérer, peu à peu, une véritable « fragmentation » du calcaire. Le ciment qui entoure les microorganismes, par exemple, passe de la calcite à grain fin, à la calcite grenue. Dans un banc calcaire quelconque, on trouve toujours des régions qui ne renferment aucun microorganisme. Ces régions formées uniquement par le ciment sont homogènes et elles n'offrent par suite qu'une prise très réduite à l'infiltration des eaux. L'évolution du ciment se produit donc, de préférence, dans les régions voisines, hétérogènes. Les masses

calcaires homogènes, à grain fin, sont isolées et elles prennent la forme globuleuse des pseudo-oolithes.

Cette évolution cristalline du ciment n'apporte d'ailleurs aucune modification dans le volume de la roche; il n'y a pas d'apport de carbonate de chaux. Dans une plage déterminée du calcaire, le nombre des grains de calcite diminue en raison directe de leur augmentation de volume. Toutefois, la mise en place de la nouvelle structure est sans doute à l'origine des pressions que l'on voit s'exercer dans la roche à la périphérie des fausses oolithes dont le grain tend à devenir plus serré.

A l'œil, la roche prend l'aspect d'un calcaire sublithographique, partiellement oolithique et seul le microscope peut indiquer la nature des modifications profondes qui l'affectent dans sa structure.

Ce n'est qu'à un stade encore plus avancé que les fausses oolithes elles-mêmes sont atteintes par l'évolution cristalline. Au microscope, le calcaire dont elles sont formées prend alors un aspect dépoli.

Si les eaux qui circulent dans les roches transportent du fer et du manganèse, issus du milieu extérieur, les calcaires sont ensuite minéralisés par la substitution des hydroxydes de fer et de manganèse à la calcite. La substitution peut commencer par la périphérie ou par le centre des fausses oolithes. Le squelette des microorganismes a une élection particulière pour les deux hydroxydes qui ont la faculté d'en faire ressortir tous les détails.

Si les calcaires « fragmentés » ne sont pas immédiatement minéralisés, la modification cristalline du calcaire devient générale. La calcite passe de la structure à grain fin à la structure grenue, puis à la structure à grandes plages, maclées ou non. Cette évolution amène la destruction totale des fossiles et des microorganismes, même lorsqu'ils renferment du carbonate de magnésie (spicules d'alcyonaires).

La simple progression de l'évolution cristalline du calcaire amène la concentration des impuretés qu'il renferme.

Par une décalcification totale, d'autant plus facile que la calcite se présente en plus gros cristaux, le résultat final est la concentration des éléments insolubles.

Dans le bassin de Paris, lorsqu'il existe une source extérieure de fer, il se forme des ocre. Le terme de passage des calcaires à l'ocre est la calcite ferrugineuse. Dans l'ocre, on constate que la décalcification du calcaire continue actuellement, ce qui amène une nouvelle concentration du fer et de l'alumine,

alors que la magnésie émigre *per descensum*. Par simple concentration des sels de fer et de l'alumine, grâce au départ de la calcite, il y a seulement formation de limons.

Si la source extérieure du fer est suffisamment importante, les calcaires sont rapidement minéralisés par substitution et il y a formation d'oolithes, de pisolithes et de nodules ferrugineux.

Des minerais de fer n'ont pas d'autre origine.

Un cas d'évolution est particulier aux calcaires du Sénonien et aux calcaires à nummulites de Tunisie. C'est la naissance d'alvéoles dans les roches, à la faveur de l'infiltration des eaux ferrugineuses magnésiennes. Les eaux déposent parfois, dans les alvéoles, les matières transportées.

b) Silicification des calcaires :

A Sidi-Mabrouk (Tunisie centrale), la silicification des calcaires a commencé par une circulation d'opale dont la forme globulaire est conservée grâce au dépôt des fines poussières qui représentent sans doute un vestige des impuretés du calcaire.

Le quartz se développe au départ d'un noyau central et les impuretés du calcaire marquent toutes les étapes de l'évolution.

Dans le ciment des phosphates du Djebel Sékarna, ce sont les inclusions calcaires qui indiquent les zones d'accroissement du quartz.

c) Dolomitisation des calcaires :

La dolomitisation des calcaires est une question difficile, dont l'étude demandera du temps. Je noterai simplement qu'au départ du « Pontien chotteux » de Sidi-Mabrouk, la magnésie diminue dans les roches, au fur et à mesure que l'on s'éloigne du contact. Il a donc pu y avoir dolomitisation des calcaires en présence continuelle d'eaux riches en magnésie. A Touireuf, on voit des rhombèdres de dolomite qui remplissent des alvéoles du calcaire et à Tabouna (Tunisie septentrionale) on a une véritable dolomitisation continentale du bord de certaines fractures. Dans ces deux cas, les calcaires étaient primitivement alvéolaires.

II. — EVOLUTION DES OOLITHES

Les blocs des calcaires oolithiques tombés dans les fractures de la forêt d'Arc (Haute-Marne) sont l'objet d'une évolution particulière, suivant que ces blocs appartiennent au Callovien ou au Bathonien supérieur.

1° Callovien :

Dans les blocs de calcaire callovien, on remarque une évolution des oolithes ferrugineuses.

A l'origine, elles sont en hématite rouge (centre des blocs), mais à mesure que l'on se rapproche de la périphérie, elles se transforment en limonite.

Il arrive enfin que l'hydroxyde de manganèse se substitue à l'hydroxyde de fer, ce qui donne une minéralisation secondaire des oolithes.

2° Bathonien supérieur :

Toutes les oolithes sont calcaires dans ces roches du Bathonien supérieur que l'on observe aussi en place, en dehors des fractures. L'étude micrographique du calcaire en place et du calcaire évolué des blocs, donne lieu aux observations suivantes :

a) Le calcaire normal est un calcaire gris ou rosé, composé principalement de belles oolithes à structure concentrique, dans un ciment de calcite à grain fin. Le nucléus des oolithes est presque toujours représenté par un fragment de test d'un fossile et la forme de l'oolithe dépend de celle du nucléus.

b) Dans les fractures, il se produit une évolution cristalline du ciment. On le voit progressivement passer de la calcite microgrenue à la calcite granue, puis à la calcite à grandes plages.

c) L'évolution cristalline est suivie d'une minéralisation par les hydroxydes de fer (dominant) et de manganèse qui se substituent à la calcite, aussi bien à la périphérie qu'au centre des oolithes.

On assiste ainsi à l'élaboration d'un minerai de fer oolithique par voie continentale.

III. — EVOLUTION DES DOLOMIES

A Sidi-Mabrouk, au contact d'un éluvium rouge qui contient des éléments latéritiques, il y a dédolomitisation des dolomies, émigration de la magnésie et substitution de l'éluvium latéritique à la calcite qui prend la place de la dolomite.

Le phénomène est surtout remarquable dans les dolomies bleues et on voit qu'au cours de la dédolomitisation, la dolomite qui était finement grenue réalise ses formes cristallines. La calcite encapuchonne les rhomboèdres de dolomite au cours de la substitution et si la roche est au contact de l'éluvium rouge, ce

dernier encapuchonne à son tour les rhomboèdres pour se substituer à la calcite.

De la même manière, dans les grains de dolomite qui ont des inclusions de calcite, il y a d'abord substitution de l'éluvium à la calcite des inclusions.

Si la limonite se substitue à la calcite d'une dolomie en voie de dédolomitisation, à un certain moment l'analyse globale de la roche donne une composition analogue à celle de certaines dolomites ferrifères ou ankérites, alors qu'en réalité cette roche n'est pas formée d'ankérite mais réalise une dolomie ferrugineuse : elle ne renferme pas un seul rhomboèdre ou un seul grain d'ankérite.

La silicification des dolomies de Sidi-Mabrouk est toujours précédée d'une dédolomitisation de la roche et en fait il y a substitution de la silice (calcédonite) à la calcite et émigration de la magnésie.

On voit que dans tous les cas la dédolomitisation précède la substitution.

Quant aux sables dolomitiques du Bled Zelfane, leur formation résulte simplement de la dissolution du ciment de calcite qui assemble les grains dans les dolomies.

IV. — EVOLUTION DES PHOSPHATES DE CHAUX

Au cours du présent travail, j'ai rencontré souvent des phosphates de chaux.

Dans l'ocre rouge pliocène de la forêt d'Arc (Haute-Marne), les os fossiles de mammifères polarisent avec les couleurs de l'apatite; ils ne portent pas de traces de dissolution. Dans les silex bathoniens en voie d'évolution, dans la même région, la francolite n'est pas dissoute.

A Sidi-Mabrouk (Tunisie Centrale), les phosphates (apatite, francolite ou colophanite) ne sont pas affectés par la dédolomitisation ou la substitution de l'éluvium rouge à la calcite.

A Sékarna (Tunisie centrale) ces phosphates ne sont pas atteints par la galène et la blende qui les enveloppe. On constate seulement de rares cas de formation de pyromorphite.

Mais lorsque la smithsonite est amenée dans les bancs phosphatés, il y a substitution de la calcite à la colophanite (qui vient elle-même de l'apatite). Au premier temps, lorsque la calcite se substitue à la colophanite, il se forme de la colopha-

nite carbonatée comme M. LACROIX l'a observé dans le phénomène inverse d'épigénie de la calcite par la colophanite.

Ces phénomènes de substitution sont donc réversibles :

Dans les bancs phosphatés de la région du Djebel Mzita (Tunisie centrale) il y a aussi substitution de la calcite à la colophanite (colloïde et amorphe). Dans les phosphates du Kef er Deba, la staffélite (variété fibreuse de la francolite) qui forme une zone concentrique hyaline à la périphérie des grains de colophanite, s'est substituée à la colophanite, car elle a déplacé devant sa zone d'action les impuretés des grains de colophanite.

V. — EVOLUTION DES SILEX

a) Silex du Bathonien du sud de la Haute-Marne :

J'ai été amené à faire une étude complète de ces silex avant de pouvoir aborder leur évolution continentale qui conduit aux conclusions suivantes :

1° Les noyaux calcaires que renferment certains silex paraissent être actuellement dans une période de lente évolution qui conduit à leur silicifications complète. Il en serait de même des inclusions calcaires microscopiques que renferment à peu près tous les silex.

2° Le fer est susceptible de se substituer à la calcite des silex calcarifères.

3° Les silex qui ont éclaté en surface sous l'action des agents atmosphériques montrent une dissolution des débris végétaux fossiles qu'ils renferment et l'évolution ainsi amorcée se poursuit par un développement inusité de sphérolithes de calcédonite.

4° Le fer et le manganèse à l'état d'hydroxydes se substituent à la silice dans les silex des zones superficielles d'évolution des calcaires. Cette substitution s'opère à la suite d'une hydratation qui permet le départ de la silice sous forme d'opale.

b) Silex du Sénonien de Sidi-Mabrouk (Tunisie centrale) :

Les silex qui sont au contact de l'éluvium rouge commencent à présenter des traces de dissolution qui s'amplifient dès que l'on pénètre dans la zone de substitution de l'éluvium aux dolomies.

Les silex sont hydratés, ils deviennent opaques et ils per-

dent leur dureté, tout en conservant leur dessin général : marque de la patine ou zones des silex zonés.

Au microscope, on soupçonne la substitution d'alumogels à l'opale, puis à un stade plus avancé, on voit de fines lamelles de kaolinite.

Aux stades encore plus avancés, on distingue soit des traces de l'ancienne structure d'opale globulaire en même temps que des silicates d'alumine, soit une structure cryptocristalline à tendance halloysitique.

On peut mettre en évidence de l'alumine libre dans les silex comme je l'ai fait pour un éluvium qui est vraisemblablement formé aux dépens de silex. Cet éluvium renferme 26 % environ d'éléments latéritiques et d'après la classification de M. LACROIX on peut le placer au rang des argiles latéritiques.

Les analyses semblent montrer que la silice sous la forme d'opale a été déplacée par des eaux alcalines.

On peut remarquer que l'évolution des silex se produit encore actuellement dans les mêmes conditions dans le Bassin de Paris et en Afrique du Nord, au moins dans ses débuts (hydratation de la silice).

Mais dans le Bassin de Paris, l'évolution ne conduit pas à la mise en liberté d'alumine dans les silex comme je l'ai observé en Tunisie.

VI. — COMPORTEMENT DE LA MAGNÉSIE ET DE L'ACIDE PHOSPHORIQUE

De la même façon que la chaux des calcaires dissous est entraînée *per descensum*, j'ai constaté un départ de la magnésie des dolomies de Sidi-Mabrouk et également un départ total de l'acide phosphorique des éléments phosphatés du Djebel Sékarna.

Il est probable que ces composés une fois dissous empruntent les fractures, ou traversent les roches poreuses pour rejoindre le niveau hydrostatique et les cours d'eaux.

VII. — APPLICATIONS

J'ai eu l'occasion dans ce travail d'appliquer mes recherches à la solution de différents problèmes qui touchent :

1° A la stratigraphie des régions étudiées, soit directement

en précisant la nature du terrain ou la succession des phénomènes qui l'ont affecté dans le temps, soit indirectement en y découvrant de nouveaux organismes fossiles;

2° A la genèse du phosphate riche des gisements de la Tunisie centrale;

3° A la genèse des amas plombifères tunisiens.

Dans tous les cas envisagés, l'eau reste le grand facteur de l'évolution des roches : que ce facteur agisse par lui-même ou qu'il intervienne comme élément transporteur des substances actives. L'essentiel est qu'il y ait circulation d'eau et non inhibition passive.

VAN HISE écrit : « Dans les roches très denses, où les espaces transportant de l'eau sont tous sous capillaires, les changements sont extrêmement lents... »

En dehors du rôle des fines fractures, si bien mis en lumière par VAN HISE, il convient d'ajouter l'hétérogénéité même de la roche. Ce dernier facteur, pourtant si important, n'a jamais encore été mis pleinement en lumière.

Dans ce travail, j'ai eu l'occasion d'en montrer les différents aspects, parmi lesquels je citerai : la présence des microorganismes dans les calcaires et celle des témoins calcaires dans les silex.

C'est à la périphérie des microorganismes que se produit, même dans un calcaire non fissuré, la première différenciation du ciment. BLEICHER qui ne s'était pas rendu compte de l'importance de la question avait cependant remarqué « combien le fer a une action d'élection » pour les « corps figurés ». Or, l'explication en est maintenant facile : si le fer a une élection particulière pour les oolites et les microorganismes, c'est parce que les eaux l'amènent à la périphérie de ces éléments où il se substitue à la calcite. Si la pénétration se produit en même temps par le centre de l'élément, c'est parce que les eaux ont une facilité quelconque pour y parvenir. Ce sera par exemple pour une nummulite quelques canaux du test demeurés libres. Autrement dit, c'est la circulation de très faibles quantités d'eau qui est à l'origine de l'évolution et cette circulation est possible à la périphérie des microorganismes.

Dans les silex, les témoins calcaires évoluent pour des raisons analogues. La calcédonite se substitue à la calcite par suite des déplacements infiniment lents des particules d'eau à la périphérie des témoins calcaires. J'ai montré que cette évolution

qui a pu commencer dans certains cas à la période jurassique n'est pas terminée.

J'ai rencontré souvent des colloïdes; en particulier de la galène à la cérusite, la liaison s'opère à l'aide d'un composé de plomb colloïdal.

Les gîtes métallifères d'origine profonde subissent le sort des roches sédimentaires qui les encadrent : leur nature change avec le temps.

En définitive, si « le fond de la mer et des lacs est le théâtre de phénomènes chimiques qui peuvent modifier complètement la nature des sédiments immédiatement après leur dépôt », suivant ce que l'on appelle la *diagénèse*, l'évolution des sédiments exondés se poursuit sans arrêt.

C'est ainsi que les sédiments que nous observons ne représentent souvent, que d'une façon très lointaine, les dépôts des mers anciennes.

INDEX BIBLIOGRAPHIQUE

Dans cette liste, mon but a été simplement de faciliter les citations dans le texte. J'ai négligé, par exemple, les anciens travaux qui n'ont plus qu'un caractère historique. Dans le texte, les indications bibliographiques sont placées entre crochets : le premier nombre correspond à l'index, ceux qui suivent indiquent les numéros des pages ou des planches.

Abréviations

Les abréviations suivantes ont été utilisées :

CR. Acad. Sc. = Comptes-rendus de l'Académie des Sciences.
B. S. G. F. et C. R. S., S. G. F. = Bulletin et comptes-rendus sommaires de la Société Géologique de France.

B. S. F. M. = Bulletin de la Société Française de Minéralogie.

B. A. G. F. — Bulletin de l'Association de géographes français.

1. AGAFONOFF (V.) et MALYCHEFF (V.) — Le loess et les autres limons de Villejuif, *B. S. G. F.*, 4^e-S. t. 29, p. 109 à 145.

2. ARSANDAUX (H.). — Contribution à l'étude des roches silicatées alumineuses dans les régions intertropicales. *B. S. F. M.*, avril 1913.

3. AUZEL (Mlle M.). — Premiers résultats d'une étude des meulrières du Bassin de Paris. *Rev. Géogr. phys. et de Géol. dyn.*, Paris, vol. III, fasc. 4, 1930.

4. BERTHIER (J.). — La formation des gîtes métallifères tunisiens. *Bull. et C. R. de la Sté Ind. Min. Saint-Etienne*, janvier 1914.

5. BERTHON (L.). — L'industrie minérale en Tunisie. Tunis, 1922.

6. BERTHON (L.). — Les réserves de la Tunisie en acide phosphorique. *C. R. du XIV^e Congrès géologique international 1926*, Madrid 1929 (extrait).
7. BERTRAND (L.) et LANQUINE (A.). — Sur la composition et la structure microscopique des argiles, leur fusibilité et les transformations qu'elles subissent à haute température. Paris, lib. enseignement technique, 1922.
8. BERTRAND (P.). — Silex à végétaux du Bathonien de la Haute-Marne, *Bull. Sté Géol. du Nord*, An. LV, 2^e livr. 1930.
9. BLEICHER (G.). — Recherches sur la structure et le gisement du minerai de fer pisolitique de diverses provenances françaises et de la Lorraine en particulier, Nancy 1894.
10. BLEICHER (G.). — Compte-rendu détaillé des excursions de la Session extraordinaire annuelle de la Sté Belge de Géol., Paléont. et Hydrol. (*Bull. de la Sté*, t. XIII, 1899).
11. BOULE (M.). — Observations sur quelques équidés fossiles, *B. S. G. F.*, 3^e série, t. XXVII, 1900.
12. BOULE (M.). — Les grottes de Grimaldi, t. I, fasc. III, Géologie et Paléontologie, Paris 1910, p. 234.
13. BOULE (M.) et THEVENIN (A.). — Mammifères fossiles de Tarija, Paris, 1920.
14. BOULE (M.). — Les hommes fossiles, Paris, Masson 1923.
15. BRADLEY (Wilmot H.). — Algae reefs and oolite of the Green River Formation (*Professional papers U. S. Geol. Survey* 154 G. Mars 1929).
16. BROECK (E. van den). — Du Rôle de l'infiltration des eaux météoriques dans l'altération des dépôts superficiels. Extrait du C. R. sténogr. du Congrès Géol. Int. Paris 1878, Paris, imp. Nle 1880.
17. BROECK (E. van den). — Mémoire sur les phénomènes d'altération des dépôts superficiels par l'infiltration des eaux météoriques étudiés dans leurs rapports avec la géologie stratigraphique, Bruxelles 1881.
18. BRUET (E.). — Sur la présence de galets de grès et de quartz au sommet des plateaux bathoniens de la région d'Arc-en-Barrois, *C. R. S., S. G. F.*, n^o 12, p. 122 et 123, séance 21 juin 1926.

19. BRUET (E.). — Sur la présence d'une nappe alluviale et sur la découverte du Callovien dans la région d'Arc-en-Barrois *B. S. G. F.*, 4^e s., t. XXVII, p. 115 à 122, 1927.
20. BRUET (E.). — Sur la découverte du Pliocène Supérieur dans la vallée de l'Aujon, *C. R. Acad. Sc.*, t. 184, p. 1262, séance du 23 mai 1927.
21. BRUET (E.). — Sur un faciès particulier du Pliocène supérieur de la vallée de l'Aujon (Hte-Marne), *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 188, séance 6 mai 1929.
22. BRUET (E.). — Sur les phosphates pulvérulentes de la Tunisie Centrale, *R. R. S., S. G. F.*, séances 14 et 21 janvier 1929.
23. BRUET (E.). — Observations sur l'altération continentale de certains sédiments, *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 191, p. 1140, séance du 8 décembre 1930.
24. BRUET (E.). — Quelques observations géologiques dans le sud de la Haute-Marne. *Bull. Sté Et. Sc. Nat. Hte Marne*, t. 12, fasc. I, 1930, extrait.
25. BRUET (E.) et AUFRERE (L.). — La morphologie pliocène de la forêt de Châteauvillain et d'Arc-en-Barrois, *B. A. G. F.*, n° 47, février 1931, p. 22 à 31.
26. BURKHARDT (R.). — Sur la formation des « terres noires » cuprifères dans le bassin du Niari (Congo Français) Thèse, Genève, 1929.
27. CAYEUX (L.). — Structure bréchoïde du Tithonique supérieur du sud de l'Ardèche. Preuves de son origine à la fois postsédimentaire et chimique. *C. R. acad. Sc. Paris*, 1896, t. 122.
28. CAYEUX (L.). — Notice sur les travaux scientifiques, Macon 1914.
29. CAYEUX (L.). — Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. *Mém. Carte Géol. France*, Paris 1916.
30. CAYEUX (L.). — Les minerais de fer oolithiques de France, fasc. I et II. *Mém. carte Géol. France*, Paris 1922.
31. CAYEUX (L.). — Patine des silex de la craie, conférence, *C. R. S., S. G. F.*, 19 décembre 1927.
32. CAYEUX (L.). — Roches siliceuses, *Mém. carte Géol. France*, Paris 1929.

33. CAYEUX (L.). — Patine des silex de la craie, *B. S. F. M.*, t. 53, livre jubilaire, 1930.
- 33 bis. CAYEUX (L.). — Leçons sur les dolomies, professées au Collège de France en l'année 1931.
34. CHAPUT (E.). — Etudes sur l'évolution tectonique et morphologique du col. structural de la Côte d'Or. *Bull. carte Géol. France*, n° 167, t. XXXI, 1928.
35. CHAUTARD (J.) et LEMOINE (P.). — *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. CXLVI, p. 239, 1908; *B. S. G. F.* VIII, p. 35, 1908; *Bull. Soc. ind. min. St-Etienne*, 4^e s., t. IX, 1908.
36. COLLOT (L.). — Vallée sèche dans la Côte d'Or et la Haute-Marne, *C. R. Acad. Sc. Arts et Belles Lettres Dijon*, séance 27 novembre 1907.
37. DEBESSE-ARVISET (Mme). — Le Châtillonnais, *An. de Géogr.* n° 209, 15 sept. 1928.
38. DELAFOND (F.) et DEPERET (C.). — Les terrains tertiaires de la Bresse, Paris MDCCCXCIII.
39. DEMELON (A.). — Recherches physico-chimiques sur la terre à briques considérée comme milieu naturel, thèse, Paris 1926.
40. DEPERET (C.). — Nouvelles études sur les ruminants pliocènes et quaternaires d'Auvergne, *B. S. G. F.*, 3^e S., t. XII, 1884.
41. DEPERET (C.). — L'évolution des mammifères tertiaires, importance des migrations, époque Pliocène, *C. R. Acad. Sc.* t. CXLVIII (séance du 18 janvier 1909).
42. DEPERET (C.) et MAYET (L.). — Le gisement de mammifères pliocènes de Senèze (Hte-Loire). *C. R., A. F. A. S.*, congrès de Dijon, 1911.
43. DEVERIN (L.). — Etude lithologique des roches sédimentaires. Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen (*Bull. Suisse de Min. et de pétrogr.*) Band IV, 1924.
44. DOUVILLE (H.). — Révision des Lépidocyclines. Mémoires de la *S. G. F.*, nouvelle série, t. I, 1924.
45. DOUVILLE (H.). — Révision des Lépidocyclines, Mémoires de la *S. G. F.*, nouvelle série, t. II, 1925.
46. DUBOIS (G.). — Les principaux types de limon en France septentrionale. *Rev. Sc. Paris*, 11 juillet 1931.
47. FLEURY (E.). — Le Sidérolithique Suisse. Contribution à la connaissance des phénomènes d'altération superficielle des sédiments, Fribourg, 1909.

48. FOX (C.). — Bauxit. Londres, 1927.
49. GIGNOUX (M.). — Géologie Stratigraphique, Paris, Masson, 1926.
50. GINESTOUS (G.). — Esquisse géologique de la Tunisie suivie de quelques aperçus de géographie physique et d'hydrologie tunisiennes, Tunis, 1911.
51. GROSSOUVRE (A. DE). — Note sur le métamorphisme des terrains jurassiques au voisinage des gisements sidérolithiques. *B. S. G. F.*, 1881, 3^e s. t. 9 p. 277 et suiv.
52. GROSSOUVRE (A. DE). — Etude sur les gisements de minerais de fer du centre de la France. *An. mines*, livraison de 7bre-8bre 1886.
53. HAECKEL (E.). — Report the scientific Results of the exploring voyage of H. M. S., Challenger 1873-76, Zoology vol. XVIII first part.
54. HARRASSOWITZ (H.). — Laterit-Material und Versuch erdgeschichtlicher Auswertung, Berlin 1926.
55. HAUG (E.). — Traité de Géologie, Paris, Colin 1911.
56. HUE (E.). — Musée ostéologique. Etude de la faune quaternaire, Ostéométrie des mammifères, Paris Schleicher 1907.
57. JOLEAUD (L.). — Les phosphates du Maroc, I Stratigraphie et pétrographie de la région des Ouled Abdoun (Maroc Oriental) *B. S. G. F.* 4^e S. t. XXIII, 1923 p. 172 à 184, pl. VIII.
58. JOLEAUD (L.). — Contribution à l'étude des gîtes de plomb de la Tunisie septentrionale. *C. R. du XV^e Congrès géologique international* (1929), Prétorias 1930, vol. II.
59. LACROIX (A.). — Minéralogie de la France et de ses Colonies, t. I, Paris, Baudry 1893-95, t. II 1897, t. III Béranger 1901, t. IV 1910, t. V, 1913.
60. LACROIX (A.). — Sur la constitution minéralogique des phosphorites françaises. *CR. Acad. sc.*, t 150, 1910, p. 1213 à 1217.
61. LACROIX (A.). — Les latérites de la Guinée et les produits d'altération qui leur sont associés. *Nouv. arch. Muséum*, 5^e s. t. v. 1913.
62. LACROIX (A.). — Le gisement phosphaté de l'île Juan de Nova *B. S. F. M.* t. XLI, 1918.

63. LACROIX (A.). — *Minéralogie de Madagascar t. I et II* Paris 1922, t. III, Paris, Challamel, 1923.
64. LAPPARENT (A. DE). — *Cours de minéralogie*, 4^e édition, Paris, Masson 1908.
65. LAPPARENT (J. DE). — *Etude lithologique du terrain créta-
cé de la région d'Hendaye*, Mém. carte Géol. France,
Paris 1918.
66. LAPPARENT (J. DE). — *Mode d'imprégnation par les hydro-
carbures de phosphates algériens*. *B. S. G. F.*, 4^e S.
t. XXV, 1925.
67. LAPPARENT (J. DE). — *Observations au cours de la réunion
extraordinaire en Basse-Normandie et dans les Côtes-
du-Nord du 11 au 19 7bre 1929*. *C. R. S., S. G. F.* N° 13,
1929.
68. LAPPARENT (J. DE). — *Les bauxites de la France méri-
dionale*, Mém. carte Géol. France, Paris 1930.
69. LAUNAY (L. DE). — *Formation des gîtes métallifères ou mé-
tallogénie*, Paris, Gauthier-Villars et Masson 1905.
70. LAUNAY (L. DE). — *Traité de métallogénie-Gîtes minéraux
et métallifères*, Paris Béranger, 1913.
71. LE CHATELIER (H.). — *Cours autographié de chimie indus-
trielle de l'Ecole des Mines*, Paris 1903.
72. LE CHATELIER (H.). — *La silice et les silicates*, Paris, Her-
mann 1914.
73. LEMOINE (P.) et DOUVILLE (R.). — *Sur le genre Lepido-
cyclina Gümbel*. Mémoires de la S. G. F., Paléontologie,,
t. XII, fasc. II, 1904.
74. MAISON (F.). — *Notice explicative de la carte Géol.
1/80.000^e feuille 98, Châtillon*.
75. MALYCHEFF (V.). — *Le Loess*. *Rev. Géogr. phys. et de Géol.
dyn.* vol. II, fasc. 2, 1929, p. 147 à 182, pl. XXI, XXII,
XXIII et XXIV et vol. III, fasc. 4, 1930, p. 379 à 398,
pl. XXXV et XXXVI.
76. MASON (L.H.). — *Le Plateau de Langres*. Thèse. Paris 1912.
77. MAUGUIN (CH.). — *La structure des cristaux déterminée aux
rayons X*, Paris, Blanchard, 1924.
78. MAYET (L.), ROMAN (F.) et DEPERET (C.). — *Les éléphants
pliocènes*, *An. de l'U. de Lyon*, fasc. 43, 1923.

79. NÈGRE (G.). — Le Suessonien à phosphate du Massif du Djebel Mzita (Tunisie). Extrait de la Revue. Le Phosphate et les engrais chimiques, Paris 1927.
80. NIGGLI (P.). — Die chemische Gesteinsverwitterung in der Schweiz. Schweizerische Mitteilungen (*Bull. Suisse de Min. et de Pétrogr.*) Band V, Heft 2, 1925.
81. ORCEL (J.). — Note sur la composition chimique de la phosphorite de l'île Juan de Nova (Madagascar) *B. S. F. M.* t. XLI, 1918.
82. ORCEL (J.). — Remarques sur l'emploi du Cupferron dans l'analyse des silicates et des aluminates naturels. *B. S. F. M.*, t. XLVI, 1923.
83. ORCEL (J.). — Les méthodes d'examen microscopique des minerais métalliques. *B. S. F. M.*, t. XLVIII, 1925.
84. OULIANOFF (N.). — La genèse des gîtes métallifères. *Bull. Labo. Géol. Géogr. phys. Min. et paléont. de l'U. de Lausanne*, 1923.
85. PAVLOW (M.). — Etudes sur l'histoire paléontologique des Ongulés, chevaux pléistocènes de la Russie et leurs rapports avec les chevaux des autres pays, Moscou 1890.
86. PERVINQUIÈRE (L.). — La Tunisie centrale, esquisse de géographie physique. *An. de Géogr.* t. IX, 1900, n° 48 du 15 novembre 1900.
87. PERVINQUIÈRE (L.). — Etude géologique de la Tunisie centrale, thèse, Paris 1903.
88. PERVINQUIÈRE (L.). — Observations à la suite d'une communication de M. ROUX, *C. R. S., S. G. F.*, 1910, n° 13-14.
89. PERVINQUIÈRE (L.). — Rapport sur une mission scientifique dans l'extrême-sud tunisien (frontière Tuniso-Tripolitaine) Tunis 1912.
90. QUIQUEREZ (A.). — *Mem. Soc. Helv. Sc. Nat.* 1852.
91. REUFFLET (P.). — Evolution de l'industrie minérale en Tunisie entre les années 1922 et 1930. Tunis 1931.
- 91 bis. ROYER (L.). — Observations de quelques roches au moyen de la lumière de Wood. *B. S. F. M.* t. LIII, 1931.
92. SOLIGNAC (M.). — Etude géologique de la Tunisie septentrionale, thèse, Tunis 1927.

93. SOLIGNAC (M.). — Rapport sur une mission scientifique en Afrique du Sud (Union Sud Africaine, Rhodésie du sud, Bechuanaland, Sud-Ouest Africain, Basutoland) Tunis, 1930.
94. SOLIGNAC (M.). — Description d'une nouvelle carte géologique de la Tunisie à l'échelle de 1/500.000, dressée en vue de la publication de la carte géologique Internationale de l'Afrique, C. R. du XV^e Congrès géologique international 1929, Prétooria 1930.
95. SOLIGNAC (M.). — Le Pontien dans le Sud Tunisien, *An. de l'U. de Lyon*, Nouvelle série, fasc. 48, 1931.
96. SOLIGNAC (M.). — Sur quelques formes relatives aux macles m et g^2 , dans les cristaux de cérusite de Tunisie. *B. S. F. M.*, t. LIII, 1931.
97. THIEBAUT (J. L.). — Contribution à l'étude des sédiments argilo-calcaires du Bassin de Paris, thèse, Paris 1925.
98. THIERY (P.). — Notice Géologique sur le département de la Haute-Marne. *Bull. Sté Et. Sc. Nat. Hte Marne*, tome VII, 1910.
99. TREADWELL (F. P.). — Manuel de chimie analytique t. II, analyse quantitative, 2^e édit. rev. M. Boll. Paris, Dunod 1919.
100. VAN HISE (C. R.). — A Treatise on Metamorphism. *U. S. Géol. Survey*. Washington 1904.

TABLE DES MATIÈRES

	PAGES
<i>Introduction</i>	5
<i>Division du travail</i>	16
PREMIERE PARTIE. — <i>Recherches dans le S.E. du</i>	
<i>Bassin de Paris :</i>	
Stratigraphie	17
Tectonique	20
CHAPITRE II. — <i>La géologie des Plateaux :</i>	
Historique	21
Méthode suivie au cours des fouilles.....	24
Cartes consultées	25
7 ^e Série dite de la Vendue.....	27
9 ^e Série dite des Essarts.....	29
11 ^e Série dite de Cour l'Evêque.....	37
Conclusions	39
CHAPITRE III. — <i>Etude des débris d'ossements</i>	
<i>Equus Stenonis</i>	41
<i>Bos elatus</i>	43
<i>Bos sp.</i>	44
<i>Cervus (capreolus) cusanus</i>	45
<i>Cervus sp., Antilope Ardea, H. major</i>	46
<i>Rhinoceros cf etruscus</i>	47
<i>Elephas sp.</i>	48
Ossements divers	49
Interprétation des faits, âge du terrain.....	49
Conclusions	51
CHAPITRE IV. — <i>Les vallées sèches et leurs dépôts :</i>	
Examen du bovidé fossile.....	59
Relation des vallées sèches avec les rivières souter- raïnes	61
Conclusions	62

CHAPITRE V. — <i>Evolution continentale des sédiments calcaires</i>	63
<i>Etude du calcaire normal</i>	65
Analyse chimique, étude micrographique	66
Première évolution du calcaire normal	68
Second stade, troisième stade	70
Minéralisation du calcaire	71
Analyses chimiques	73
Essais au chalumeau	74
Etude micrographique	75
<i>Cas particuliers, étude micrographique</i>	84
CHAPITRE VI. — <i>Etude du remplissage des fractures :</i>	
Matériaux exogènes	87
Matériaux endogènes	94
Etude du recouvrement superficiel, limons	114
Résumé et conclusions	116
CHAPITRE VII. — <i>Evolution des silex du Bathonien</i>	123
Stratigraphie	125
Examen macroscopique, silex à noyau calcaire	127
Considérations sur la patine	128
Etude micrographique	130
Données chimiques	137
Flore des silex, source de la silice	140
Conclusions	140
DEUXIEME PARTIE. — <i>Recherches en Tunisie :</i>	
LIVRE I	
La région de Sidi-Mabrouk et du Bled Zelfane	
CHAPITRE I. — <i>Géologie régionale</i>	143
Stratigraphie	144
Le synclinal	149
Bled Zelfane	151
CHAPITRE II. — <i>Etude de l'éluvium</i>	153
Composition chimique	154
Etude micrographique	158
Conclusions	160
CHAPITRE III. — <i>Calcaires, grès, roches diverses :</i>	
Calcaire	162
Grès, roches diverses	163

CHAPITRE IV. — *Evolution des dolomies :*

Généralités	166
Dolomies du synclinal.....	168
Dolomie relativement fine du niveau à silex.....	170
Dolomie blanche à silex typique.....	171
Dolomie post-pliocènes	172
Dolomies blanches et bleues du Bled Zelfane.....	173

CHAPITRE V. — *Dedolomitisation et minéralisation des dolomies :*

Cas de la dolomie bleuâtre.....	176
Cas de la dolomie à silex et du 1 ^{er} niveau.....	177
Cas des dolomies ferrugineuses.....	178
Cas des calcaires dolomitiques.....	179

CHAPITRE VI. — *Silicification des calcaires dolomitiques, des calcaires francs et des dolomies :*

Calcaires de la zone W. et S.W., dolomies à silex de la zone E.	180
Silicification des calcaires.....	182
Silicification des dolomies post-pliocènes.....	186
Résumé et conclusions.....	189

CHAPITRE VII. — *Evolution des silex du Sénonien :*

Généralités	191
Etude micrographique et chimique.....	192
Résumé et conclusions.....	200
Conclusions générales concernant la région de Sidi-Mabrouk	202

DEUXIEME PARTIE (suite) :

LIVRE II

*La région du Djebel Mzita et celle du Djebel Sékarna
(Tunisie Centrale)*

CHAPITRE I. — *Géologie régionale Djebel Mzita.....* 207

CHAPITRE II. — *Etude du phosphate :*

Généralités	211
Examen macroscopique et étude micrographique..	213
Classification, données chimiques.....	221

CHAPITRE III. — *Géologie régionale Djebel Sékarna :*

Situation, stratigraphie	224
--------------------------------	-----

CHAPITRE IV. — *Etude du phosphate :*

Phosphate minéralisé par la galène.....	226
Phosphate minéralisé par la blende.....	228
Phosphate minéralisé par la smithsonite.....	229
Résumé et conclusions.....	231

DEUXIEME PARTIE (suite) :

LIVRE III

La région du Djebel Touireuf et celle du Djebel Tabouna

CHAPITRE I. — *Géologie régionale Djebel Touireuf :*

Situation géographique	235
Stratigraphie	236

CHAPITRE II. — *Etude micrographique des calcaires minéralisés de la région du Djebel Touireuf....*

Essai sur les carbonates.....	245
-------------------------------	-----

CHAPITRE III. — *Géologie régionale Djebel Tabounal :*

Situation, stratigraphie	246
Remplissage des fractures	247

CHAPITRE IV. — *Etude micrographique des calcaires minéralisés de la région du Djebel Tabouna....*

Résumé et conclusions.....	253
----------------------------	-----

Conclusions générales	257
-----------------------------	-----

Index Bibliographique	267
-----------------------------	-----

SECONDE THÈSE

Propositions données par la Faculté :

1° Classification des sols dans leurs rapports avec la
végétation. Origine et évolution de ces sols.

2° Recherches sur quelques sédiments de la Tunisie.

LU et accepté :

Les membres du Jury,

F. ROMAN.

J. BEAUVERIE.

H. LONGCHAMBON.

VU et approuvé :

*Le Doyen de la Faculté des Sciences
de Lyon,*

Membre de l'Institut,

V. GRIGNARD.

VU et permis d'imprimer.

LYON, le 19 février 1932.

Le Recteur, Président du Conseil de l'Université,

A. LIRONDELLE.

PLANCHE I.

Fig. 1. Os converti en galet, gr. nat.

Fig. 2. *Equus Stenonis* COCCHI race *major* BOULE, molaire supérieure, coupe de bois n° 20, 7^e série, gr. nat.

Fig. 3. *Equus Stenonis* COCCHI race *major* BOULE, molaire inférieure, coupe de bois n° 20, 7^e série, gr. nat.

Fig. 4. *Bos elatus* CROIZET et JOBERT (= *etruscus* FALCONER) première molaire droite de la mâchoire inférieure, coupe de bois n° 14 de la 9^e série, gr. nat.

Fig. 5. *Cervus (capreolus) cusanus* CROIZET et JOBERT, dernière molaire inférieure, coupe de bois n° 14 de la 9^e série, gr. nat.

Fig. 6. *Antilope ardea* DEPÉRET (= *Deperetia ardea* SCHAUB) (?), dernière molaire supérieure, coupe de bois n° 14 de la 9^e série, gr. nat.

Fig. 7. *Bos* sp. astragale, coupe de bois n° 14, 9^e série, 1/2 gr. nat.

Fig. 8. *Hippopotamus major* CUVIER, prémolaire inférieure, coupe de bois n° 20, 7^e série, gr. nat.



Clichés Henri Ragot, Paris

Impr. Mémin - Tortellier Arcueil (Seine)

PLANCHE II.

Fig. 1, 2 et 3. *Bison priscus* (?) humérus, radius et cubitus, « sablière » du Domaine (Val-Guyot) 1/4,5 gr. nat.

Fig. 4. Alluvions pliocènes des fractures élargies, coupe 14 de la 9^e série, gr. nat.

Fig. 5. Eléments calcaires des mêmes, classés aux tamis, X3.

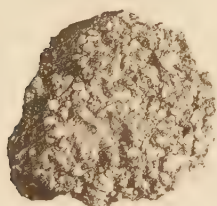


PLANCHE III.

Fig. 1. *Kepplerites calloviensis* Sow, du Callovien de la coupe 14, 9^e série, gr. nat.

Fig. 2. *Terebratula Saemanni* OPPEL du Callovien de la coupe de bois n° 14, 9 série, gr. nat.

Fig. 3. Extrémité de la galerie située au fond du puits de la coupe de bois n° 20, 7^e série, photo magnésium montrant en haut la brèche à *H. major* et à *E. Stenonis*, en bas l'ocre jaune.

Fig. 4. Brèche indiquée ci-dessus, gr. nat.



1



2



3

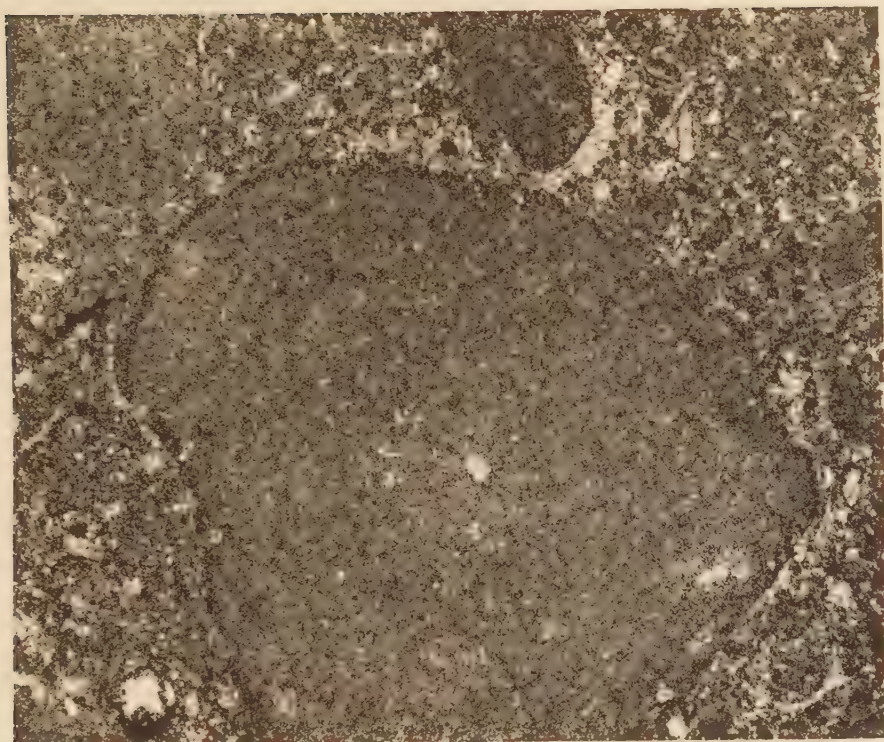


4

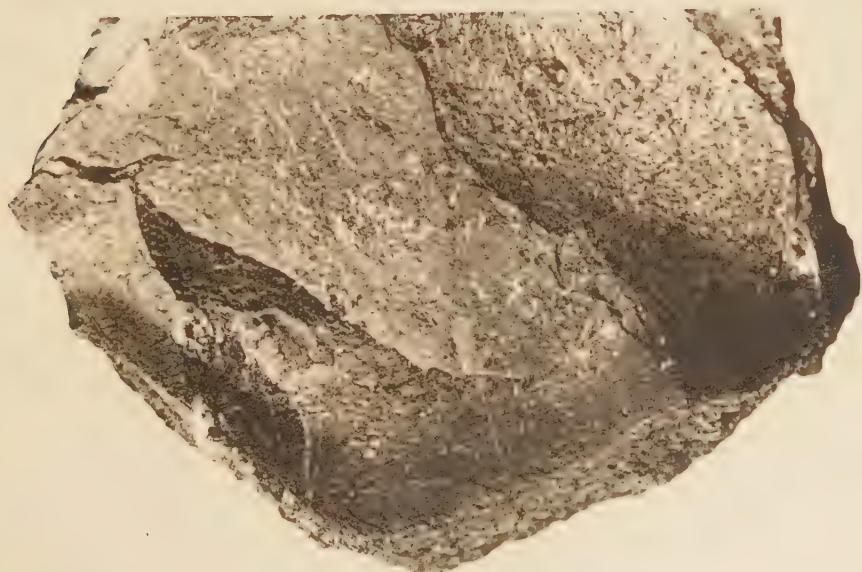
PLANCHE IV.

Fig. 1. Stade peu avancé de l'évolution du calcaire, proximité de la route du Long-Boyaux et de la ligne forestière 1-2, 8^e série. lum. nat. $\times$ 35.

Fig. 2. Stade très avancé de l'évolution du calcaire, éponte minéralisée du puits de la coupe de bois n^o 20 de la 7^e série. Remarquer la bande noirâtre très minéralisée du bas de la gravure, gr. nat.



1



2

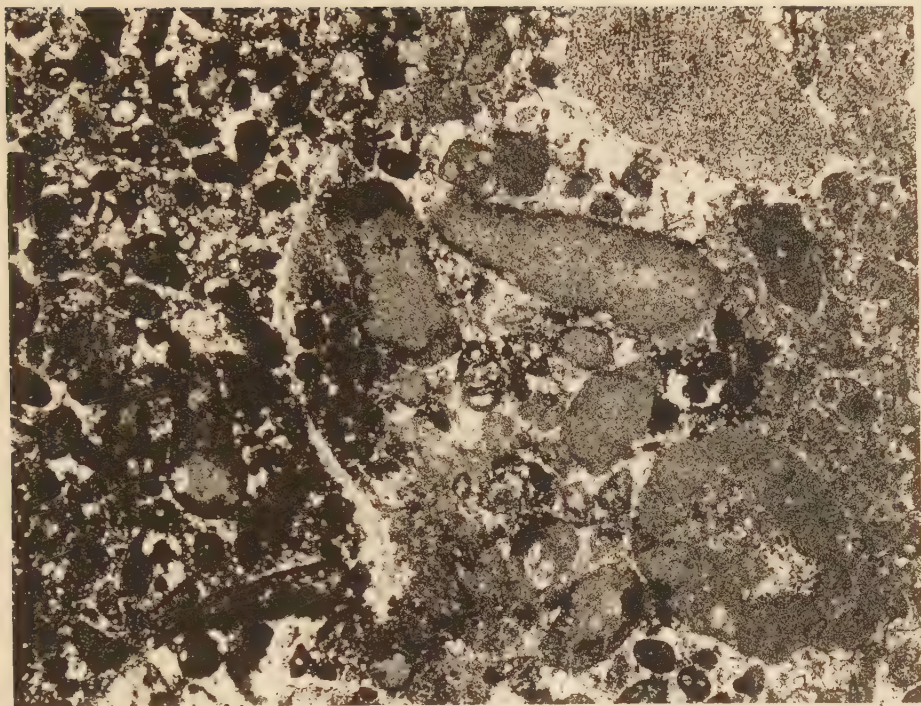
PLANCHE V.

Fig. 1. Calcaire minéralisé par le fer et le manganèse sous forme d'hydroxydes, coupe de bois n° 20, 7^e série,

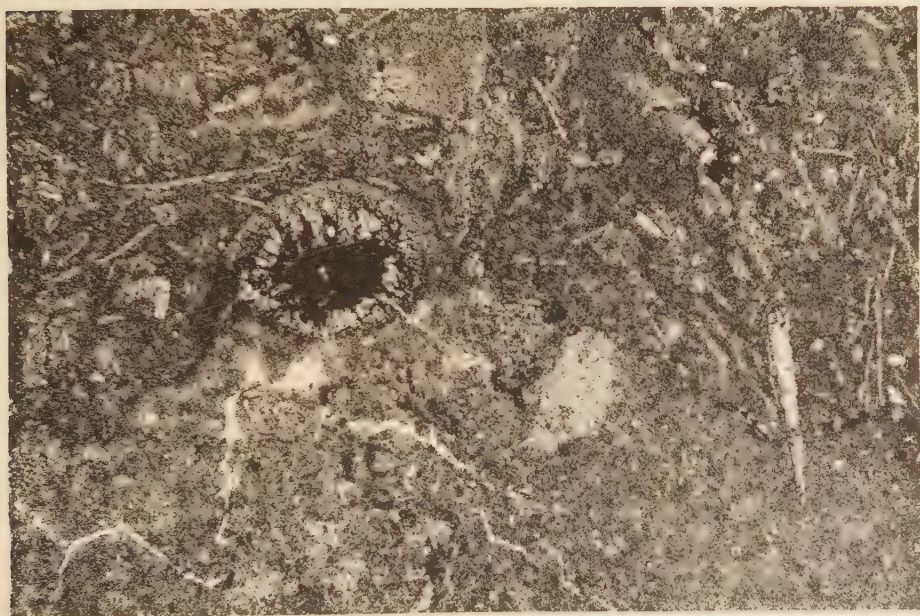
lum. nat. $\times$ 35.

Fig. 2. Calcaire du Callovien à *Kepplerites calloviensis*. On remarque nettement suivant une ligne sinususe E. W. la disparition des spicules d'alcyonaires par évolution du ciment, coupe de bois n° 14, 9^e série.

lum. nat. $\times$ 50.



1

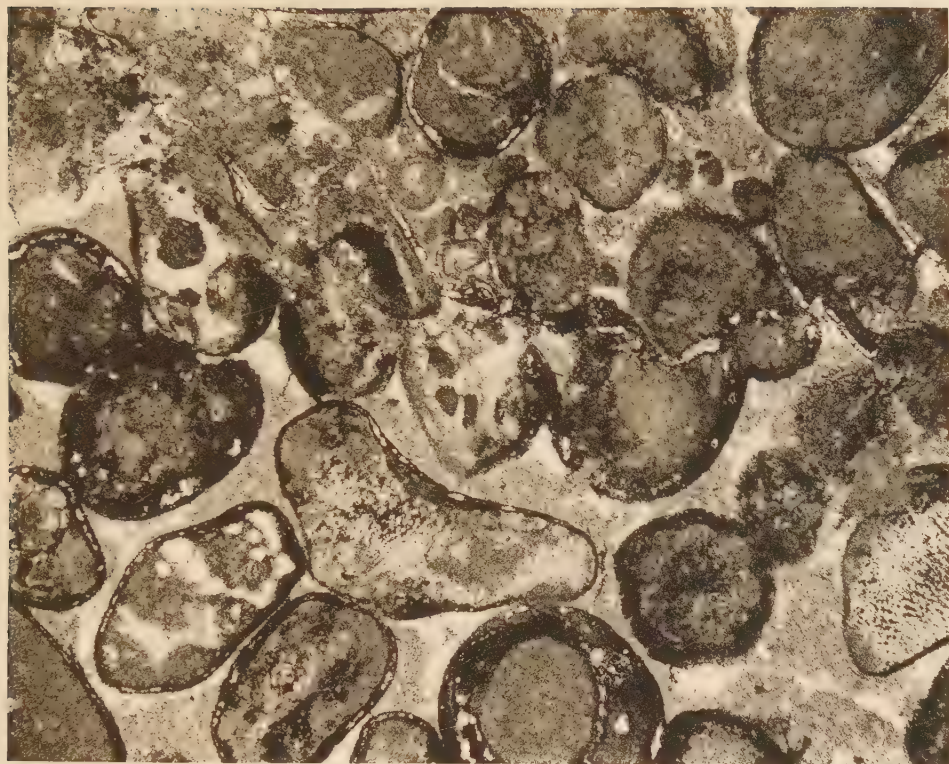


2

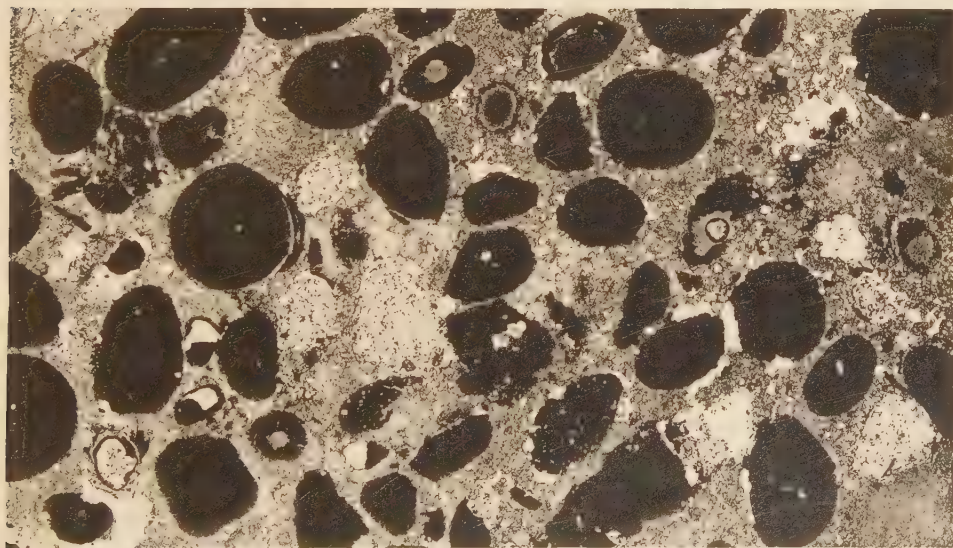
PLANCHE VI.

Fig. 1. Oolithes calcaires créées par évolution progressive, coupe de bois n° 14, 9^e série. Ces oolithes sont légèrement minéralisées. Remarquer les zones circulaires de calcite non concentriques et les différents stades d'évolution. lum. nat. $\times$ 45.

Fig. 2. Oolithes du Pliocène des coupes de bois des Essarts.
lum. nat. $\times$ 22.



1



2

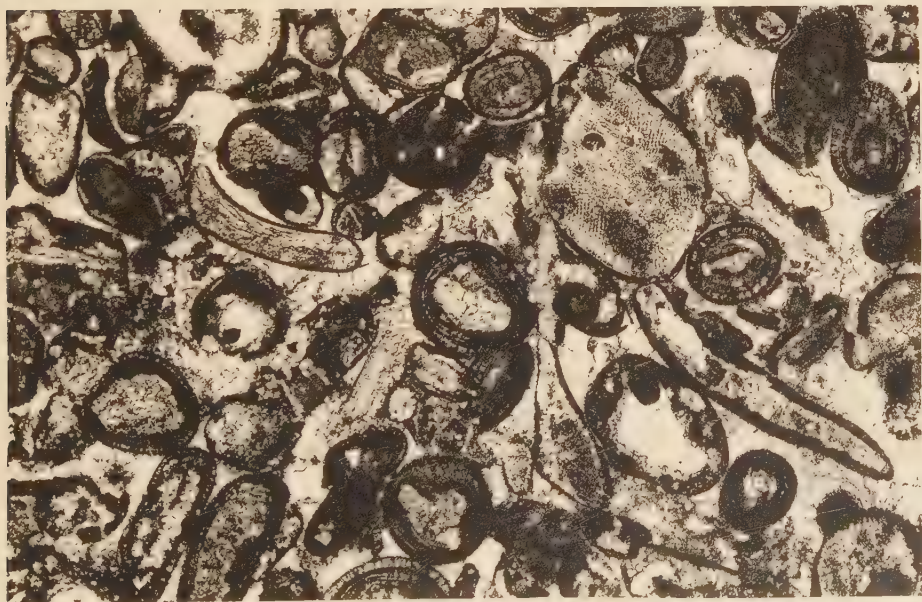
PLANCHE VII.

Fig. 1. Algue du type *Microcoleus paludosa*, fractures élargies ou formations lacustres fossiles de la coupe de bois n° 1 de la 9^e série. lum. nat. $\times$ 120.

Fig. 2. Calcaire du Bathonien supérieur oolithique en voie de minéralisation par voie continentale, coupe de bois n° 14, 9^e série. lum. nat. $\times$ 32.



1

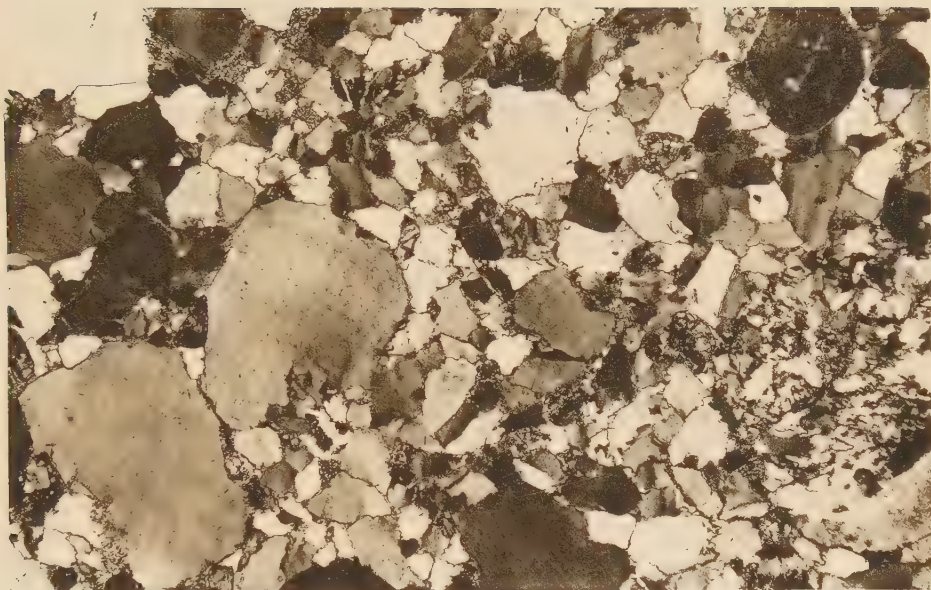


2

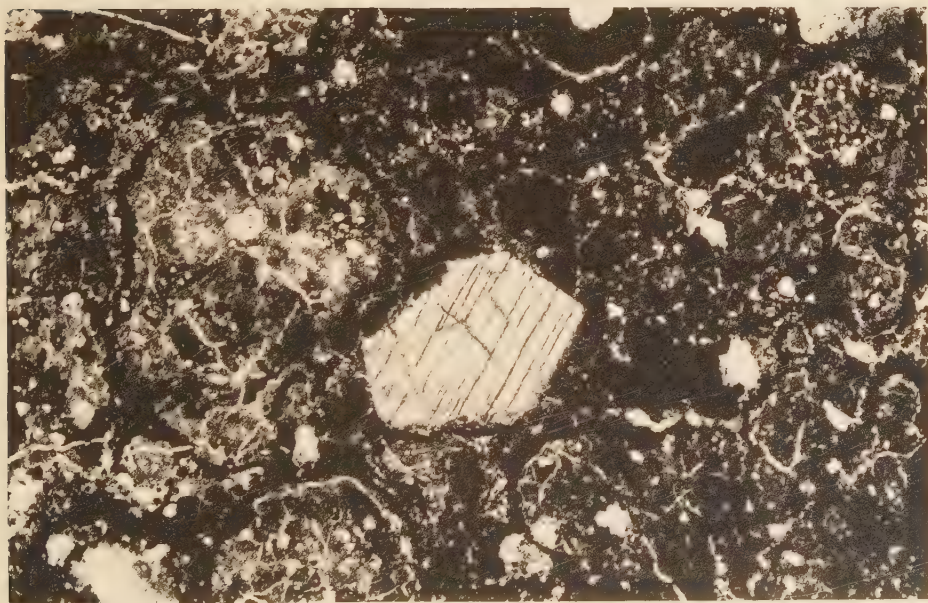
PLANCHE VIII.

Fig. 1. Arkose des galets qui accompagnent les os fossiles, coupe de bois n° 14, 9^e série, lum. pol. $\times$ 32.

Fig. 2. Fragment d'augite dans une brèche minéralisée par le manganèse et par le fer (hydroxydes) renfermant des grains de quartz, coupe de bois n° 14, 9^e série, lum. nat. $\times$ 45.



1



2

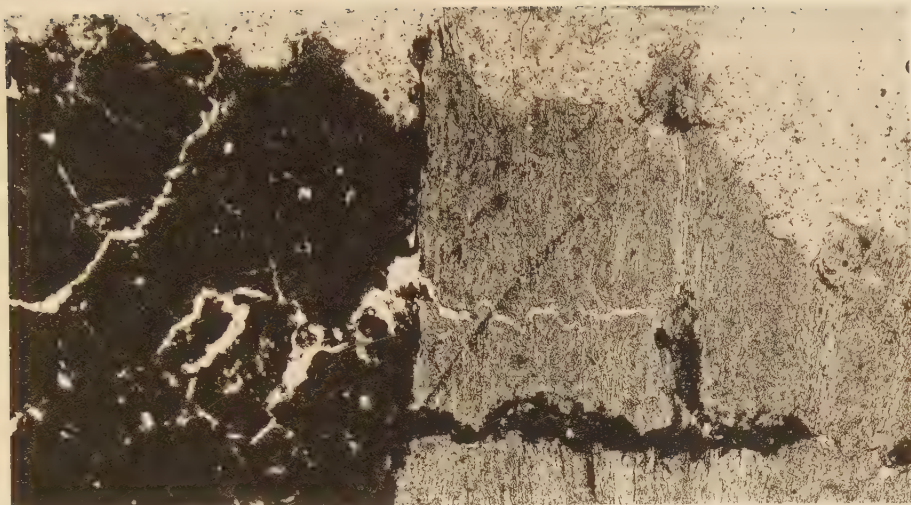
PLANCHE IX.

Fig. 1. Os fossile dans l'ocre rouge, coupe de bois n° 14,
9^e série. lum. nat. $\times$ 32.

Fig. 2. Silex avec *Zeilleria digona*, gr. nat.

Fig. 3. Silex à noyau calcaire, gr. nat.

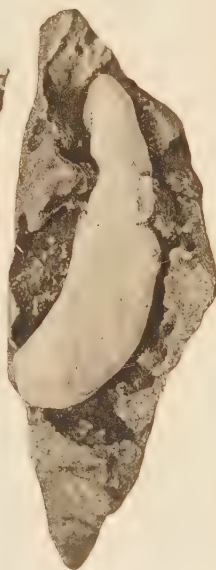
Fig. 4. Forme enveloppe calcaire des silex et silex renfermant un rameau de *Brachyphyllum*, 1/2 gr. nat.



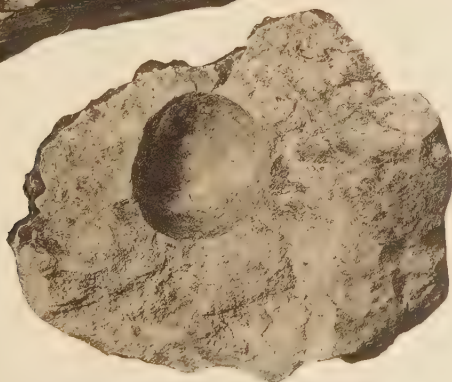
1



2



3



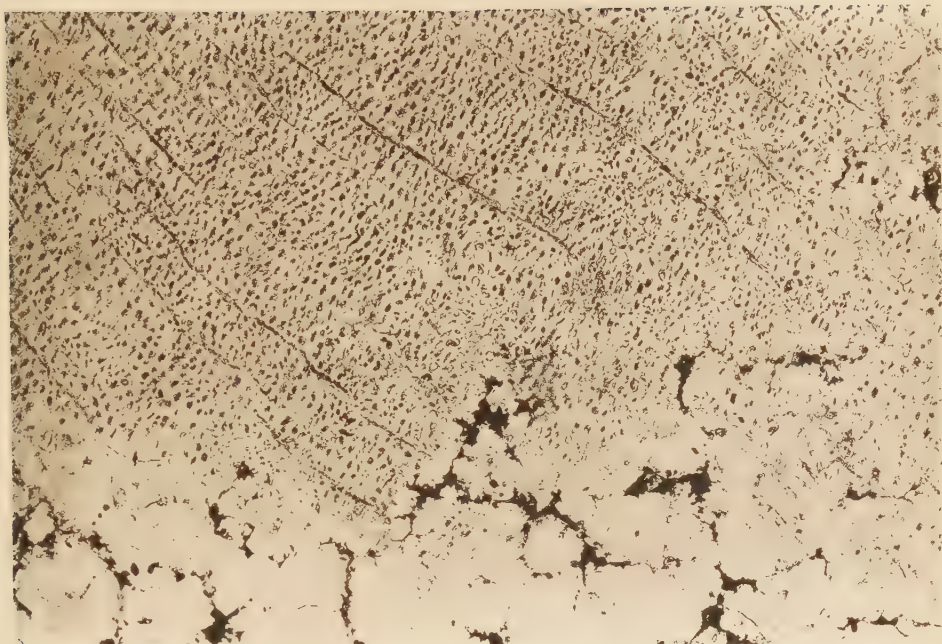
4



PLANCHE X.

Fig. 1. Silex du Bathonien de la « Maison Foin » renfermant du bois de conifère. lum. nat. $\times$ 50.

Fig. 2. Le même, lum. pol. $\times$ 50.



1



2

PLANCHE XI.

Fig. 1. Colonies d'algues (?) de Sidi-Mabrouk (Tunisie Centrale), gr. nat.

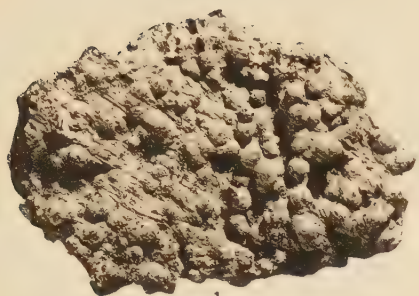
Fig. 2. Dolomie ferrugineuse à Silex, zone E. du synclinal de Sidi-Mabrouk, gr. nat.

Fig. 3. Sables dolomitiques du Bled Zelfane, gr. nat.

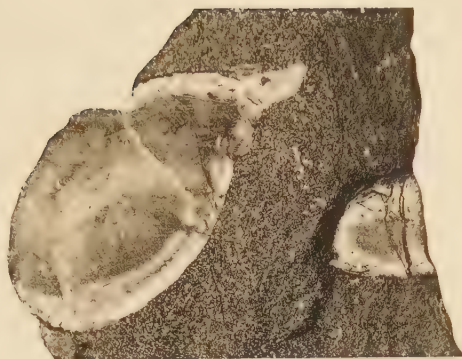
Fig. 4. Silex évolué dans l'éluvium de Sidi-Mabrouk, gr. nat.

Fig. 5. Dolomie microgrenue du premier niveau de Sidi-Mabrouk, lum. nat. $\times$ 180.

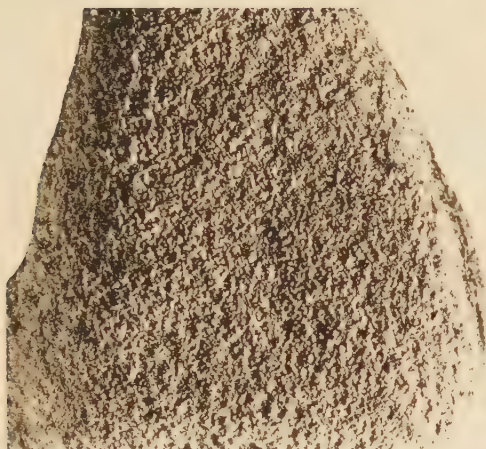
Fig. 6. Dolomie blanche à silex de la région centrale de Sidi-Mabrouk. La calcite est teintée par le chromate d'argent, lum. nat. $\times$ 120.



1



2



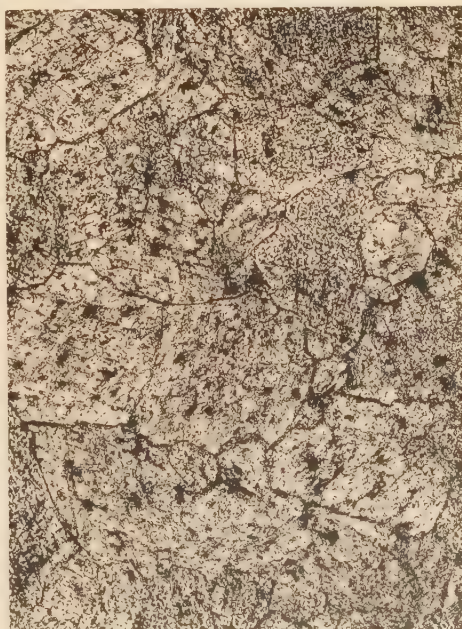
3



4



5

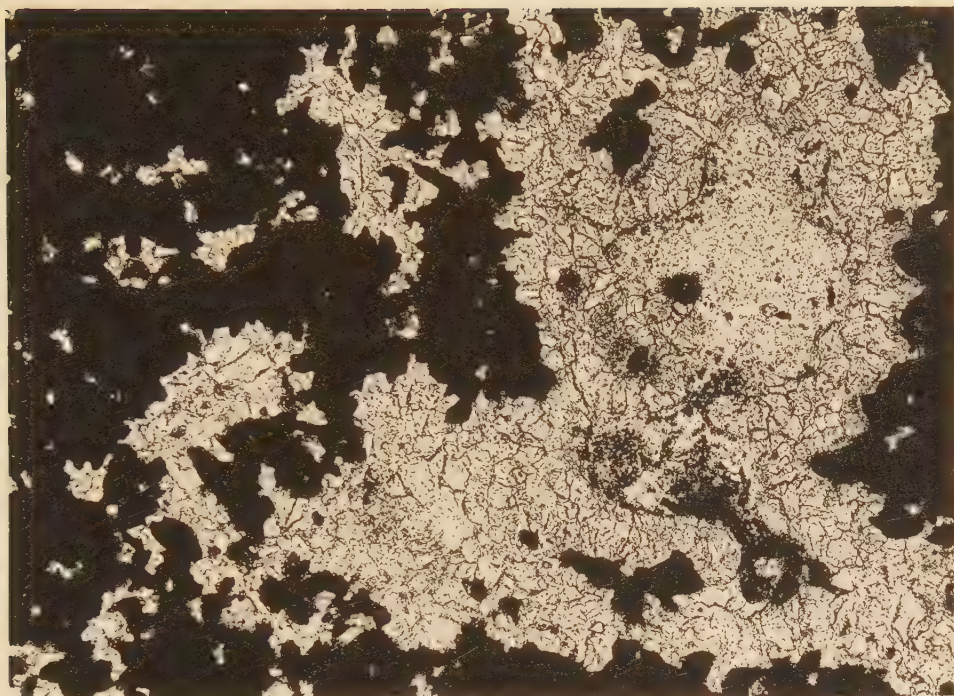


6

PLANCHE XII

Fig. 1. Géode dans l'éluvium rouge. On voit que l'éluvium a pris la place de la dolomie après dédolomitisation de celle-ci car le remplissage de la géode est de la calcite; il n'y a pas un seul cristal de dolomite. lum. nat. $\times$ 120.

Fig. 2. Calcaire nummulitique alvéolaire du Djebel Touireuf minéralisé par un dépôt de galène et de carbonates dans les alvéoles. Remarquer l'élection des carbonates pour le squelette d'une nummulite. lum. pol. $\times$ 50.



1



2

PLANCHE XIII.

Fig. 1. Silicification des calcaires de la zone E. de Sidi-Mabrouk, quartz avec noyaux représentant la nourrice et renfermant les impuretés du calcaire. A gauche, structure cryptocristalline d'un silex demeuré passif, lum. nat. $\times 60$.

Fig. 2. Silicification des calcaires de la zone E. de Sidi-Mabrouk. Remarquer les zones d'accroissement des quartz, lum. nat. $\times 60$.



1



2

PLANCHE XIV.

Fig. 1. Silicification des dolomies post-pliocènes. En haut, dolomie en voie d'évolution. A gauche rhomboèdre de dolomite encapuchonné. — En bas, zone siliceuse. A droite, calcédonite et quartzine. lum. pol. $\times$ 100.

Fig. 2. Silex normal de Sidi-Mabrouk, lum. pol. $\times$ 180.

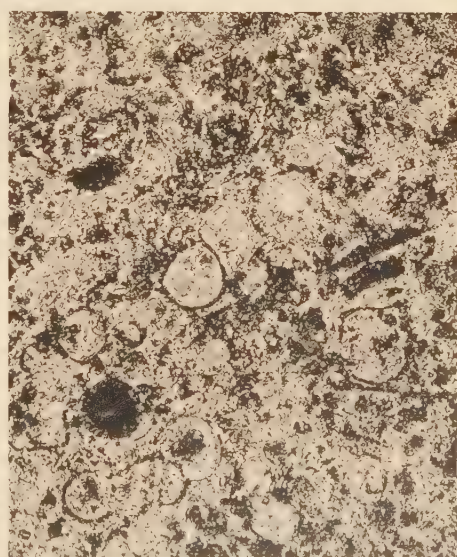
Fig. 3. Id. mais coupe dans la patine du silex, lum. pol. $\times$ 100.



1



2



3

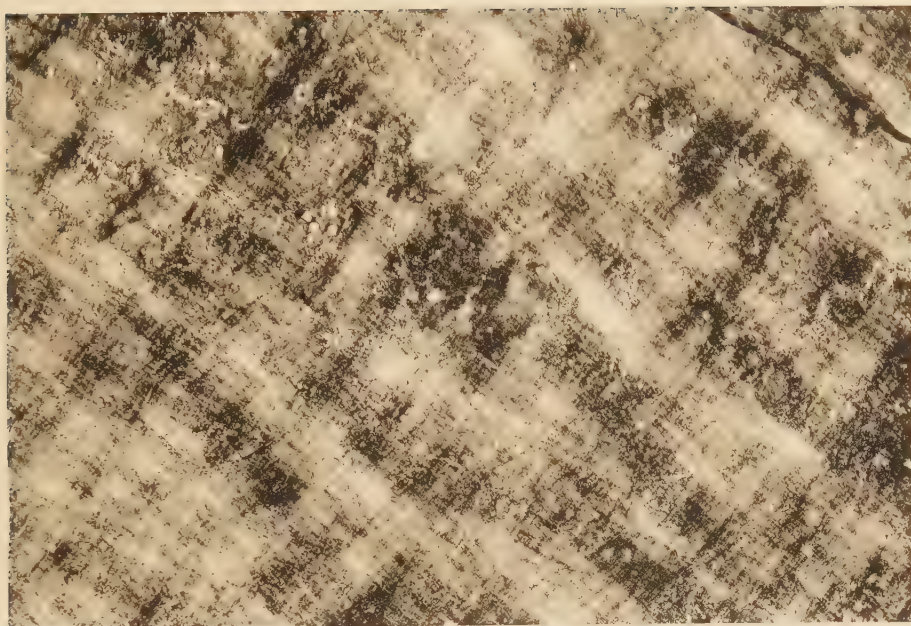
Clichés Henri Ragot, Paris

Impr. Mémín - Tortellier Arcueil (Seine)

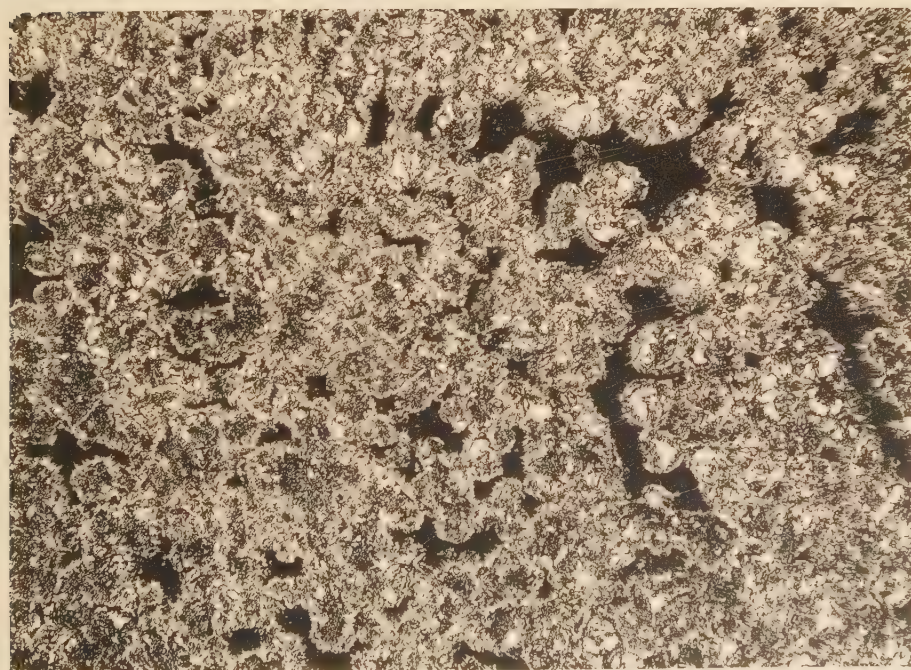
PLANCHE XV.

Fig. 1. Silex évolué. Structure cryptocristalline à tendance halloysitique, lum. pol. $\times 75$.

Fig. 2. Silex évolué. Ancienne structure d'opale globulaire, lamelles de kaolinite à la périphérie et dans les globules, silicate de zinc en granules blanchâtres dans les globules, lum. pol. $\times 75$.



1



2

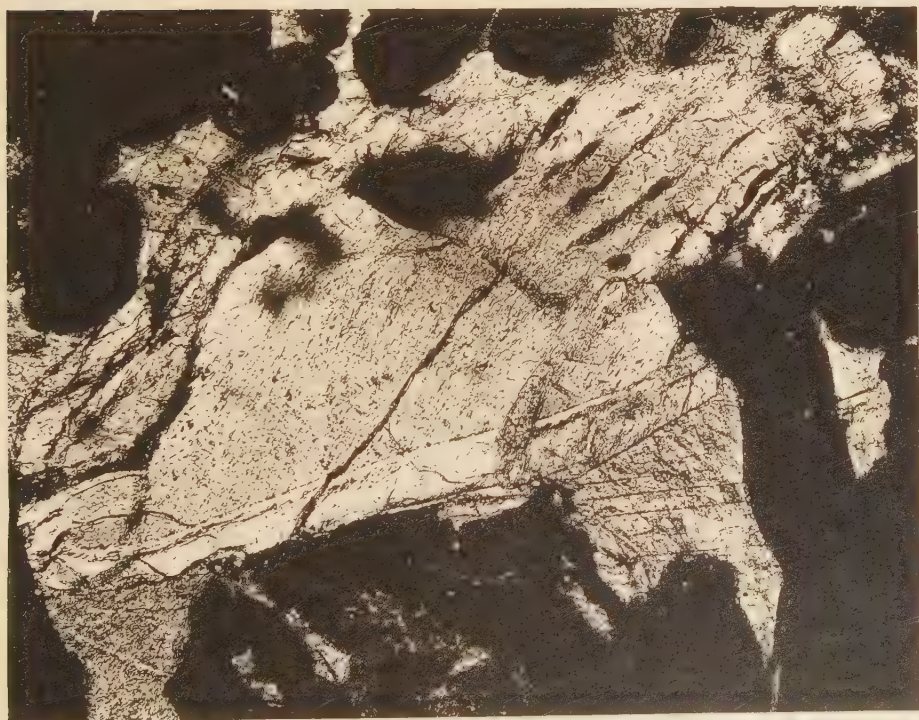
PLANCHE XVI

Fig. 1. Massif nummulitique très touché par les failles —
Ked ed Deba, Tunisie Centrale.

Fig. 2. Fragment de tissu osseux avec francolite à la périphérie et apatite dans la zone centrale. Grains de colophanite à la partie supérieure de la figure, lum. pol. $\times 70$.



1



2

PLANCHE XVII.

Fig. 1. Minerai caverneux de Touireuf (galène et carbonates), gr. nat.

Fig. 2. Partie W du Djebel Ressas, régression de la galène et de la cérusite dans les calcaires bréchoïdes évolués.

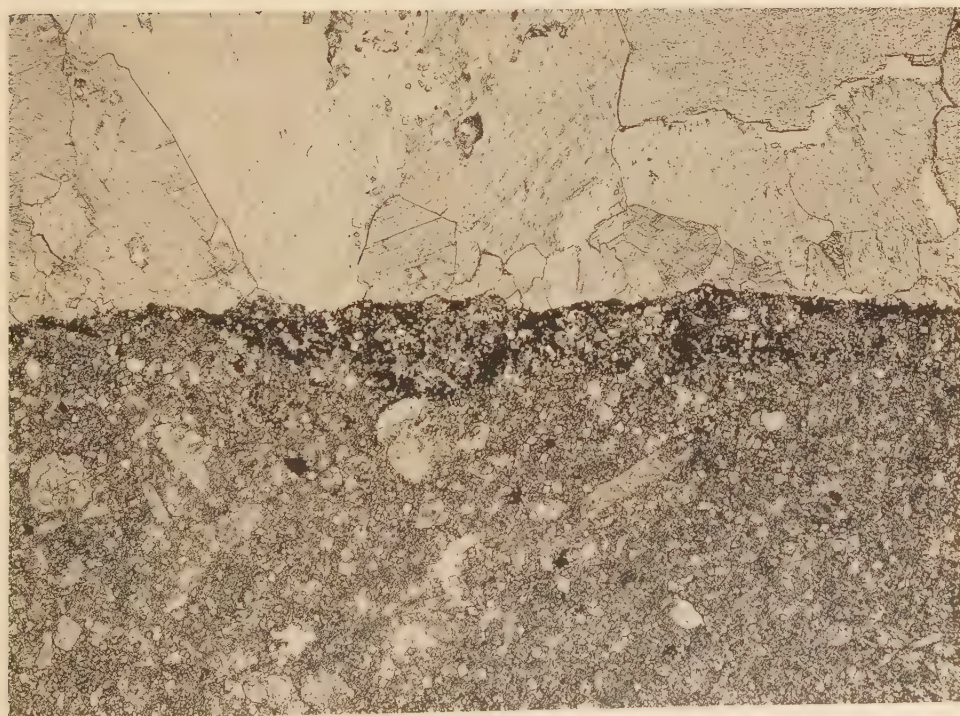
Fig. 3. Evolution cristalline du calcaire minéralisé. Dans le haut de la figure, calcite en grands cristaux qui repousse devant elle, en se développant, toutes les inclusions. Remarquer dans la zone inférieure le dépôt de galène et de cérusite situé souvent à la périphérie des microorganismes, lum. nat. $\times 50$.



1



2

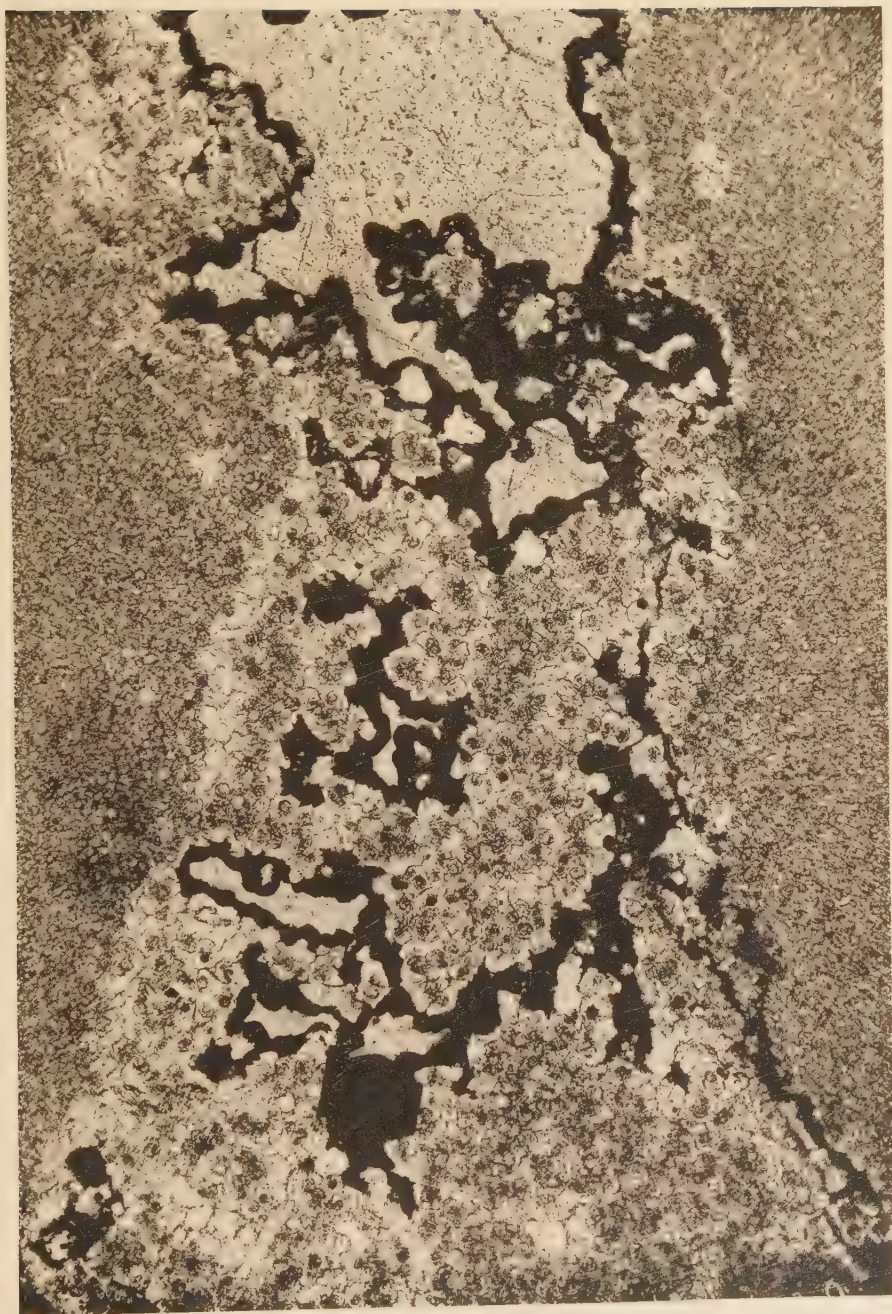


3

PLANCHE XVIII.

Dolomie microgrenue en voie de dédolomitisation: A gauche et à droite de la figure, dolomie normale parcourue au centre par une fine fracture N. S. — Remarquer l'éluvium rouge (en traînée noire) qui pénètre per descensum dans la fracture élargie par l'évolution de la roche; devant lui les grains de dolomite réalisent leurs formes cristallines et les rhomboèdres sont encapuchonnés par la calcite avant que celle-ci ne cède la place à l'éluvium; derrière lui, dépôt de calcite provenant de la dédolomitisation,

lum. nat. $\times$ 75.



Cliché Henri Ragot, Paris

Impr. Mémin - Tortellier Arcueil (Seine)

